



## Stratigraphie et sédimentologie comparées du Crétacé supérieur du Bassin de Paris et du Bassin Nord-Aquitain (4-7 octobre 2008)

Eric Lasseur, Didier Neraudeau, François Guillocheau, Cécile Robin, Franck  
Hanot, Blaise Videt, Marlène Mavrieux

### ► To cite this version:

Eric Lasseur, Didier Neraudeau, François Guillocheau, Cécile Robin, Franck Hanot, et al.. Stratigraphie et sédimentologie comparées du Crétacé supérieur du Bassin de Paris et du Bassin Nord-Aquitain (4-7 octobre 2008). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 2008, Série "Excursion", 100 p. hal-00452109

**HAL Id: hal-00452109**

**<https://hal.science/hal-00452109>**

Submitted on 1 Feb 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**Excursion du Groupe Français du Crétacé**

**Stratigraphie et sédimentologie  
comparées du Crétacé supérieur  
du Bassin de Paris  
et du Bassin Nord-Aquitain**

4-7 octobre 2008

Organisée par : Eric Lasseur, Didier Néraudeau,  
François Guillocheau, Cécile Robin, Franck Hanot,  
Blaise Videt, Marlène Mavrieux





# Introduction

*Les bassins de Paris et d'Aquitaine sont aujourd'hui deux bassins bien individualisés du fait des importantes déformations intracontinentales liées aux compressions alpines et pyrénéennes intervenues au cours du Tertiaire. Cependant, ils partagent une grande partie de leur histoire mésozoïque. L'objectif de cette étude est de comparer les enregistrements sédimentaires du Crétacé supérieur dans ces deux bassins, pour mettre en évidence leurs points communs et leurs particularités.*

Le Crétacé supérieur débute après l'ouverture du Golfe de Gascogne, qui a une implication importante dans l'histoire commune de ces deux bassins. Au cours du Crétacé inférieur, leurs communications ont cessé temporairement pour reprendre au Cénomanien. De plus, l'influence du rifting a fait que ces deux bassins ont enregistré une histoire tectonique différente, relativement calme dans le bassin de Paris, plus complexe dans le bassin d'Aquitaine.

L'objectif de cette excursion est de comparer les environnements et l'enregistrement sédimentaire dans le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine au cours du Crétacé supérieur. Deux zones d'étude sont prises comme référence : la Haute Normandie pour le bassin parisien et la plate-forme Nord Aquitaine pour le bassin aquitain. Cette dernière est située immédiatement au sud du seuil du Poitou et affectée par un régime de subsidence relativement modéré (par rapport à la partie sud du bassin) durant le Crétacé supérieur. Les dépôts des deux bassins diffèrent fortement durant l'intervalle Cénomanien-Coniacien, avec de la Craie s. s. dans le Bassin de Paris et des dépôts peu profonds terrigènes, puis carbonatés et bioconstruits sur la plate forme Nord Aquitaine. A l'inverse, à partir du Santonien, ces deux zones présentent des dépôts très proches : Craie dans le Bassin de Paris et calcaires crayeux dans le Bassin Nord Aquitain.

Ceci pose des questions importantes, non seulement quant à la connexion des deux bassins, mais aussi quant à la définition du sédiment qu'est la Craie. En effet, les études des vingt dernières années ont montré que sous le terme générique Craie, longtemps considéré comme un dépôt pélagique monotone, se retrouvaient des dépôts très variés correspondant à des environnements sédimentaires et des processus de dépôts très variables.

Durant cette excursion, les objectifs principaux seront les suivants :

*Caractérisation des séries sédimentaires des deux secteurs de référence, en mettant notamment en évidence les différences et convergences des dépôts d'aspect crayeux. Utilisation d'une approche couplée entre sédimentologie de faciès et paléocéologie pour caractériser les différents environnements de dépôts de ces faciès crayeux. Comparaison des séries sédimentaires de Normandie et des Charentes afin de discuter et d'actualiser la définition de la Craie.*

*A partir de l'étude en sédimentologie de faciès, comparaison de l'évolution séquentielle des deux bassins et discussion des paramètres de forçage (Eustatisme, tectonique, climat) gouvernant leur enregistrement sédimentaire.*

*Enfin, synthèse entre sédimentologie de faciès, données de sub-surface et paléocéologie, afin de montrer l'apport de chacun de ces domaines dans une étude d'un bassin sédimentaire.*



# I. Contexte général

## 1. Paléogéographie

### Reconstitutions paléogéographiques du bassin parisien et de la plate forme Nord Aquitaine

Des reconstitutions paléogéographiques satisfaisantes (figure 1A) existent à différentes échelles spatiales pour le Cénomanien (Philip *et al.*, 1978 ; Dercourt *et al.*, 2000, Voigt *et al.*, 2006). Pour les périodes postérieures, elles restent de bonne qualité sur la plate forme Nord Aquitaine (figure 1C ; Platel, 1987), mais sont très imprécises dans le Bassin de Paris dominé par les faciès crayeux. La faible compréhension de la sédimentologie de la Craie a en effet jusqu'à présent empêché l'identification précise des différents environnements sédimentaires à l'intérieur de ce dépôt. Dans cette présentation, générale nous discuterons plus en détail du Cénomanien et détaillerons les étages suivants uniquement sur la plate forme Nord Aquitaine.

#### Bassin de Paris

Au Cénomanien, la Haute-Normandie correspondait, d'après les reconstitutions paléogéographiques (figure 1B), à des environnements **de plate forme** situés dans une position **intermédiaire** entre les faciès deltaïques proximaux du pourtour du Massif Armoricaire, alors émergé, et les faciès profonds du centre du Bassin de Paris et du Boulonnais (Robaszynski *et al.*, 1998). Robaszynski *et al.* (1998) ont assimilé cette zone à un domaine de haut-fond durant le Cénomanien. La Haute Normandie était déjà en domaine marin à l'Albien.

A l'échelle du Bassin de Paris, le Cénomanien correspond à un ennoiment progressif de tous les reliefs préexistants qui se marque par l'installation de faciès crayeux dans tout le bassin depuis le début du Turonien jusqu'au Maastrichtien (absent dans tout le Bassin de Paris à l'exception du Cotentin). Des dépôts relativement profonds s'installent alors dans la majeure partie du Bassin de Paris. Les zones les plus proximales du bassin (Touraine) sont caractérisées par une sédimentation à caractère crayeux plus grossière, couramment désignée sous le terme de craie tuffeau. Cette excursion sera l'occasion de revisiter la paléogéographie du Bassin de Paris du Turonien au Campanien.

#### Plate forme Nord Aquitaine

La plate forme Nord Aquitaine est quant à elle progressivement ennoyée pendant le Cénomanien. Au dessus de dépôts albiens fluviaux à paraliques (Néraudeau *et al.*, 2002), identifiés localement, la série Cénomanienne commence par des dépôts très peu profonds margino-littoraux avec pendant le Cénomanien inférieur l'installation progressive des faciès carbonatés, accompagnés de bioconstructions durant le Cénomanien moyen. Des décharges terrigènes relativement importantes, associées à des dépôts très peu profonds, ont lieu au début Cénomanien supérieur, des conditions franchement marines s'installant ensuite durablement à la fin du Cénomanien.

Le Turonien est caractérisé par la présence d'importants récifs à rudistes dans une grande partie de la plate forme Nord Aquitaine. La limite Turonien-Coniacien est marquée par une importante décharge terrigène correspondant (Platel, 1987) à une déformation de cette plate forme. A partir du Coniacien moyen, la sédimentation carbonatée reprend. Un approfondissement à grande échelle a lieu et les profondeurs les plus importantes sont selon Platel (1987) atteintes au Campanien moyen. Associée à cette grande transgression, une sédimentation de type calcaire crayeux s'installe progressivement, en particulier durant le Santonien, et perdure jusqu'à la fin de l'histoire Crétacé supérieur (préservée) de la plate forme nord aquitaine.

#### Communication entre les deux bassins.

En termes de communication entre les bassins, la surrection de l'épaule de rift, associée à l'ouverture du Golfe de Gascogne, a scindé les deux bassins et interrompu leur communication pendant le Crétacé inférieur. Celle ci est, d'après les données paléontologiques (Néraudeau & Moreau, 1989), clairement établie durant le Cénomanien supérieur, mais pourrait avoir été rétablie dès le Cénomanien moyen (Juignet, 1974). Cette communication pourrait avoir duré jusqu'à la fin du Crétacé supérieur. Cependant des reprises de la sédimentation terrigène, plus tardivement dans le Crétacé supérieur, pourraient signifier de temporaires interruptions. Au Coniacien, l'existence d'une sédimentation terrigène proximale sur toute la partie septentrionale de la plate forme Nord Aquitaine (Platel, 1987) et d'importantes lacunes en Vendée pourraient signifier une nouvelle déconnection des deux bassins. Elle est très probablement rétablie durant le Coniacien et clairement au Santonien.

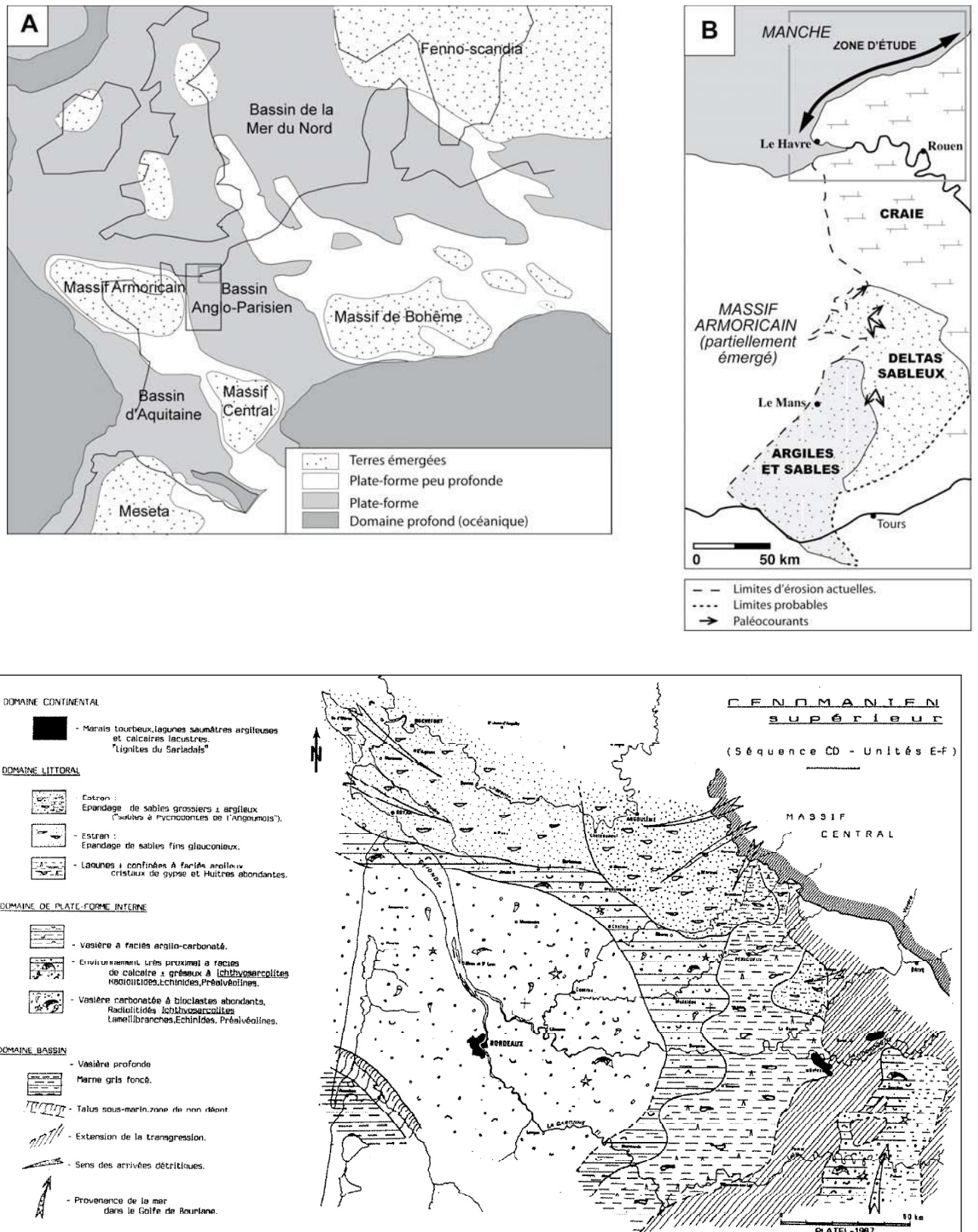


Figure 1 : Différentes reconstitutions paléogéographiques au Cénomanien supérieur, à l'échelle de l'Europe (A, Voigt et al., 2006) de la partie ouest du Bassin de Paris (B, Juignet et Louail, 1987) et de la partie Nord du bassin d'Aquitaine (C, Platel, 1987, 1996).



## 2. Contexte du Crétacé supérieur en Europe du Nord-Ouest.

### 2. 1. Eustatisme

Le Crétacé supérieur est considéré depuis la charte de Haq et al. (1988), comme la période du **maximum eustatique** des temps phanérozoïques. D'après ces derniers, le Crétacé supérieur est marqué par **deux maxima eustatiques**, situés respectivement au **Turonien inférieur** et au **Campanien moyen-supérieur**. Ces maxima sont séparés par une période de **plus bas niveau marin** dans l'**intervalle Turonien moyen- Campanien** (figure 2) au cours de laquelle le **Turonien supérieur** correspond à une phase de **chute majeure** du niveau marin.

La charte de Haq a été largement discutée depuis sa parution. L'évolution relative, à grande échelle, au cours du Crétacé supérieur (i.e. les deux périodes de haut niveau séparées par une période de bas niveau marin) est reprise par l'ensemble des auteurs. Les discussions portent principalement sur l'âge des principaux maxima et minima eustatiques et sur l'amplitude des variations (Hancock et al., 1988 ; Gale et al., 2000, Miller et al., 2005).

Miller et al.(2005) ont récemment proposé une nouvelle charte eustatique qui remet largement en cause celle de Haq. Les principales divergences portent sur :

- l'âge des plus hauts niveaux marins eustatiques . Les deux maxima eustatiques du Crétacé supérieur se positionnent d'après Miller et al. (2005) dans le Cénomaniens moyen et dans le Campanien inférieur.
- l'amplitude des variations eustatiques qui ne dépassent pas 50 m à l'échelle du Crétacé supérieur pour Miller et al. (2005) contre près de 150 m dans la charte de Haq et al. (1988).

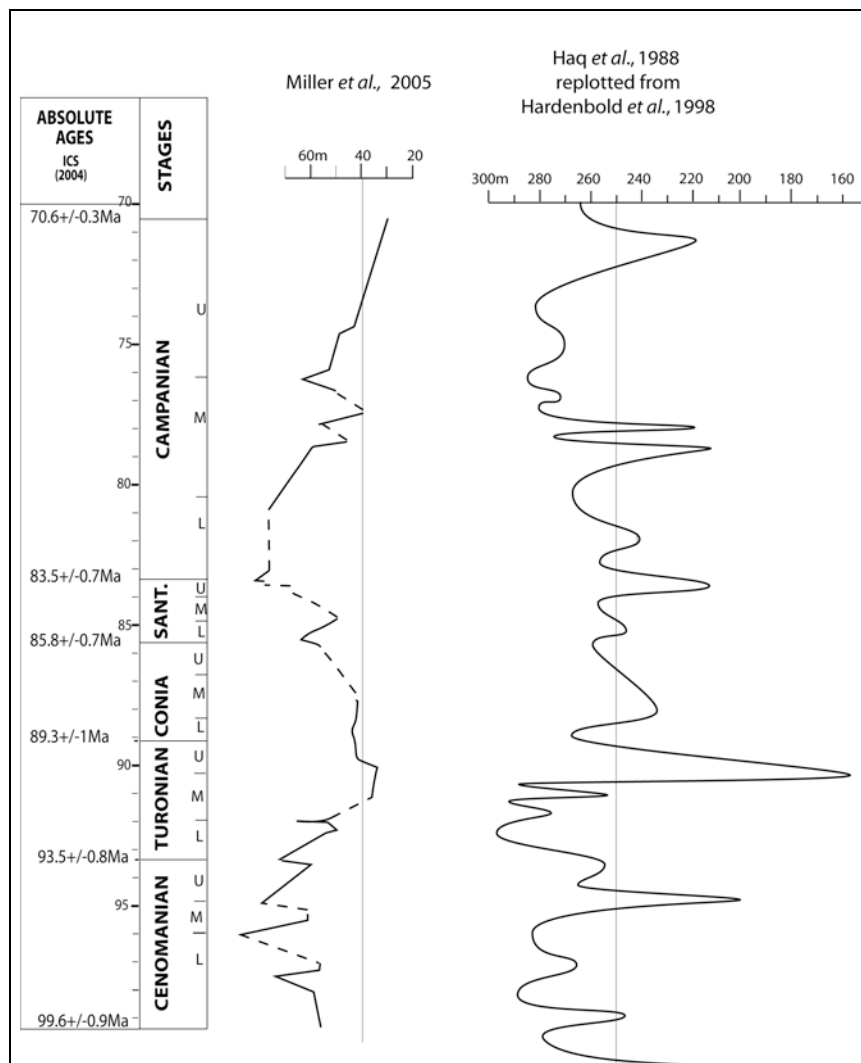


Figure 2 : Comparaison des chartes eustatiques du Crétacé supérieur de Miller et al. (2005) et Haq et al. (1988).



## 2.2. Contexte tectonique

Le Crétacé supérieur est également une **période charnière** du point de vue **tectonique**. Il correspond en Europe à la fin du régime extensif qui prévalait durant la dislocation de la Pangée à un régime compressif qui correspond au début de la convergence Afrique-Europe. En Europe de l'Ouest cette période est une phase de relative quiescence qui se déroule entre le rifting du Golfe de Gascogne (au Crétacé inférieur) et les collisions alpine et pyrénéenne qui débutent au Tertiaire (Paléogène puis oligo-miocène).

### a. Evènements géodynamiques

En Europe de l'ouest le Crétacé supérieur est une phase de relative quiescence qui se déroule entre le rifting du Golfe de Gascogne (au Crétacé inférieur) et les collisions alpine et pyrénéennes qui débutent au à la fin du Crétacé supérieur voir au Tertiaire (Paléogène puis oligo-miocène). Le Crétacé supérieur est une période de progressive fermeture des différents océans téthysiens et du mouvement anti horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe (figure 3).

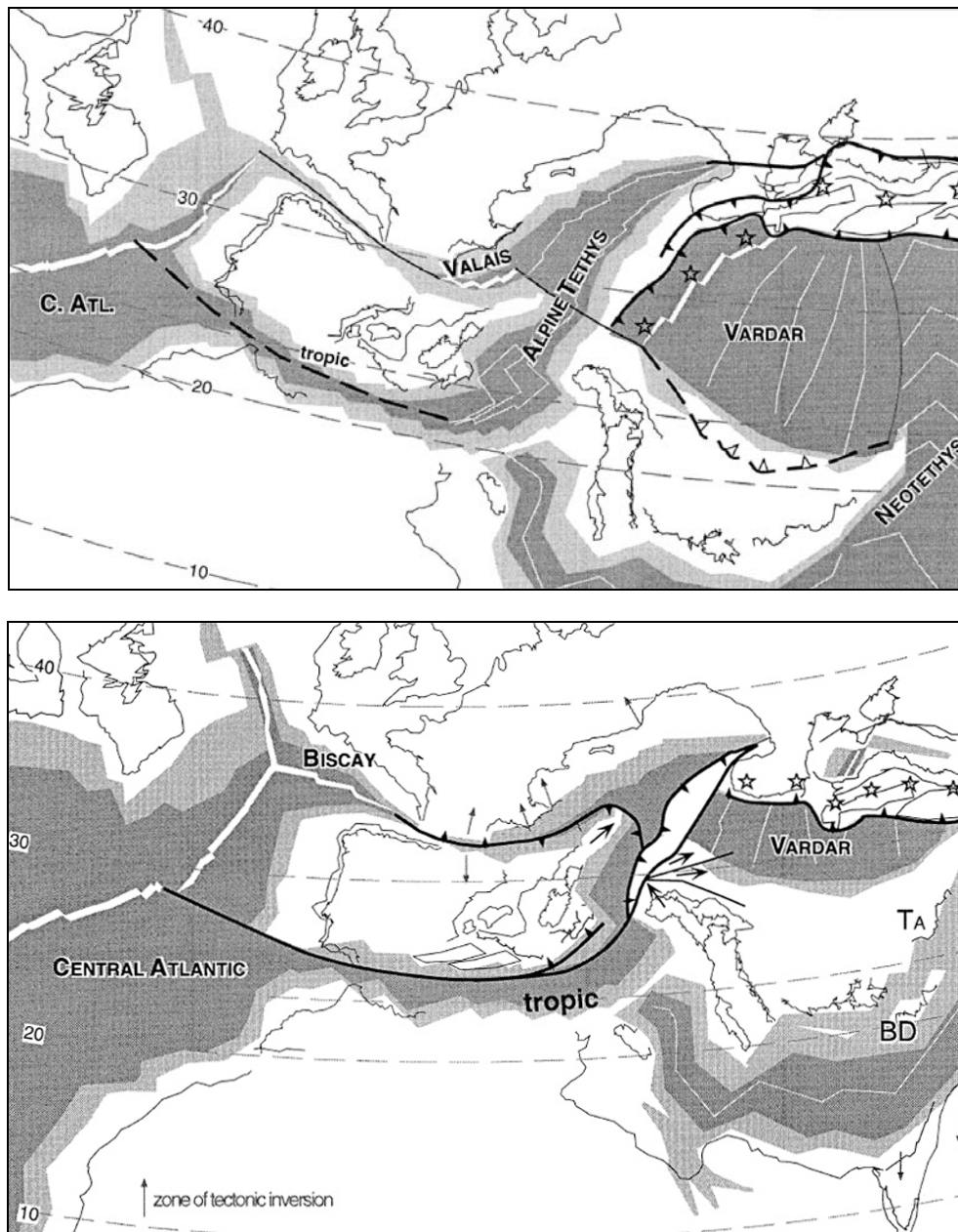


Figure 3 : Reconstructions à l'Aptien (en haut) et au Santonien (en bas) d'après Stampfli et al., 1998).

Dans les bassins français, il est couramment considéré que les déformations compressives liées à la convergence alpine au sens large sont relativement faibles durant le Crétacé supérieur. Les principales déformations connues surviennent dans le sud-est de la France avec le début de la collision de la partie Est de la plaque ibérique avec la plaque européenne (orogénèse pyrénéo-provençale). Cette collision se traduit par des déformations compressives importantes dans le Bassin Sud Provençal (Mattauer et Proust, 1972 Choukroune et al., 1972) et dans les massifs du Dévoluy (Huyghes et Mugnier, 1995) et du Pelvoux (Ford, 1995).

En conséquence de la rotation anti-horaire, l'orogénèse pyrénéenne proprement dite ne fait que débiter pendant le Crétacé supérieur. Plusieurs auteurs s'accordent sur un début de la compression durant le Crétacé supérieur sans qu'un consensus existe sur un âge précis. Elle pourrait commencer dès la limite Cénomanién-Turonien pour Souquet et Déramond (1989), tandis pour plusieurs autres auteurs elle ne débiterait que dans le Santonien supérieur (Teixell, 1996 Vergès et Garcia Senz, 2001 ou la base du Campanien (Vergès, 1994).

### b. Déformations à l'intérieur de la plaque européenne.

Durant le Crétacé supérieur des déformations compressives existent à l'intérieur de la plaque européenne dans le **Nord et le Centre de l'Europe** sous forme de nombreuses **inversions de grabens** (figure 4) à partir du **Coniacien** (Ziegler, 1990). Paradoxalement, ces déformations compressives sont considérées comme **négligeables** voire inexistantes dans le **Nord-Ouest de l'Europe**, à l'ouest du **Massif Londres-Brabant** (Ziegler, 1990), l'essentiel de la déformation de la plaque européenne dans cette zone se déroulant au cours du Tertiaire selon deux phases principales situées au Paléogène et à l'Oligo-Miocène.

#### Bassin de Paris

Il est couramment considéré que le Bassin de Paris est caractérisé par une subsidence thermique de grande longueur d'onde et faible amplitude en relation avec la relaxation des instabilités thermiques, dûes principalement à l'amincissement permien, sans qu'aucune déformation supplémentaire ait lieu. Cette interprétation semble principalement due à l'absence des contraintes stratigraphiques satisfaisantes dans le Bassin de Paris qui ont empêché de reconstituer la géométrie 3D du Bassin de Paris au Crétacé supérieur et d'identifier d'éventuelles déformations contemporaines de celles observées dans le Nord et le centre de l'Europe. Quelques déformations locales ont néanmoins été mises en évidence (Monciardini, 1989 ; Mortimore et Pomerol, 1991, 1997). La reconstitution de la géométrie 3D du Bassin de Paris au Crétacé supérieur, qui est l'un des aboutissements de cette étude sédimentologique et stratigraphique de la Craie, permet de contraindre les déformations durant cette période (Lasseur, 2007).

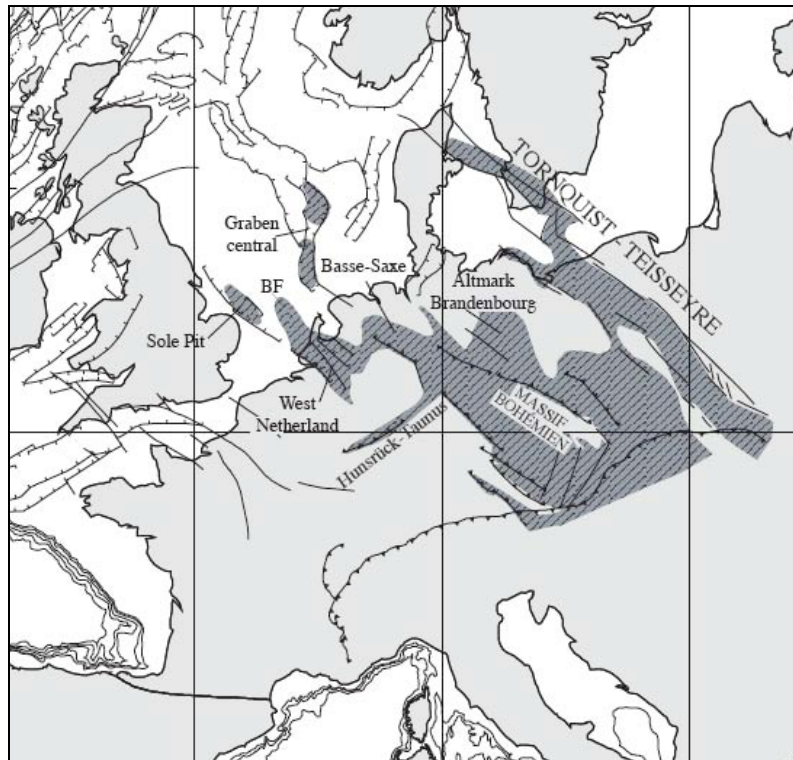


Figure 4 : Zones inversées lors de la phase subhercynienne (Crétacé supérieur), d'après Fidalogo-Gomez (2001), redessinée d'après Ziegler (1990).

### Plate forme Nord Aquitaine

Le Bassin d'Aquitaine est lié à une subsidence bien supérieure (Brunet, 1991) liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Les zones de subsidence principales en sont le Bassin de Parentis, terminaison orientale du rift, et le flysch nord pyrénéen, formé de nombreux bassins très subsidés fonctionnant en pull apart. La plate forme Nord Aquitaine subit quant à elle une subsidence moins importante.

Les déformations sur la plate forme Nord aquitaine sont beaucoup mieux connues, principalement par les travaux de Platel, (1987) qui a identifié plusieurs phases de structuration/déformation de la plate-forme qui sont dans l'ordre :

Phase I : Fin du Cénomaniens moyen, forte progradation associée à une reprise de la sédimentation terrigène (interprétée comme un basculement de la plate forme).

Phase II : Turonien moyen, premières phases de plissements de futurs anticlinaux (Jonzac..)

Phase III : Turonien supérieur, il s'agit de l'événement majeur du Crétacé supérieur qui se traduit par un soulèvement généralisé de l'ensemble de la plate forme Nord Aquitaine et du Massif central, et l'émersion de la partie Nord et Est de la plate forme (période également d'effondrement progressif du bloc nord arcachonnais).

Phase IV : fin du Santonien inférieur (léger soulèvement de l'Est de la plate-forme)

Phase V : Santonien supérieur (soulèvement de la partie Est de la Plate forme et affaissement de la partie Sud-ouest). Soulèvement localisé en Périgord Blanc.

Phase VI : Campanien supérieur-Maastrichtien, soulèvement généralisé du nord et de l'est de la plate-forme Nord Aquitaine.

## 2.3. Climat

Le Crétacé supérieur correspond à une des périodes les plus chaudes des temps phanérozoïques au Cénomaniens, suivi par un refroidissement progressif qui résulte en des températures plus froides à partir du Santonien (figure 5).

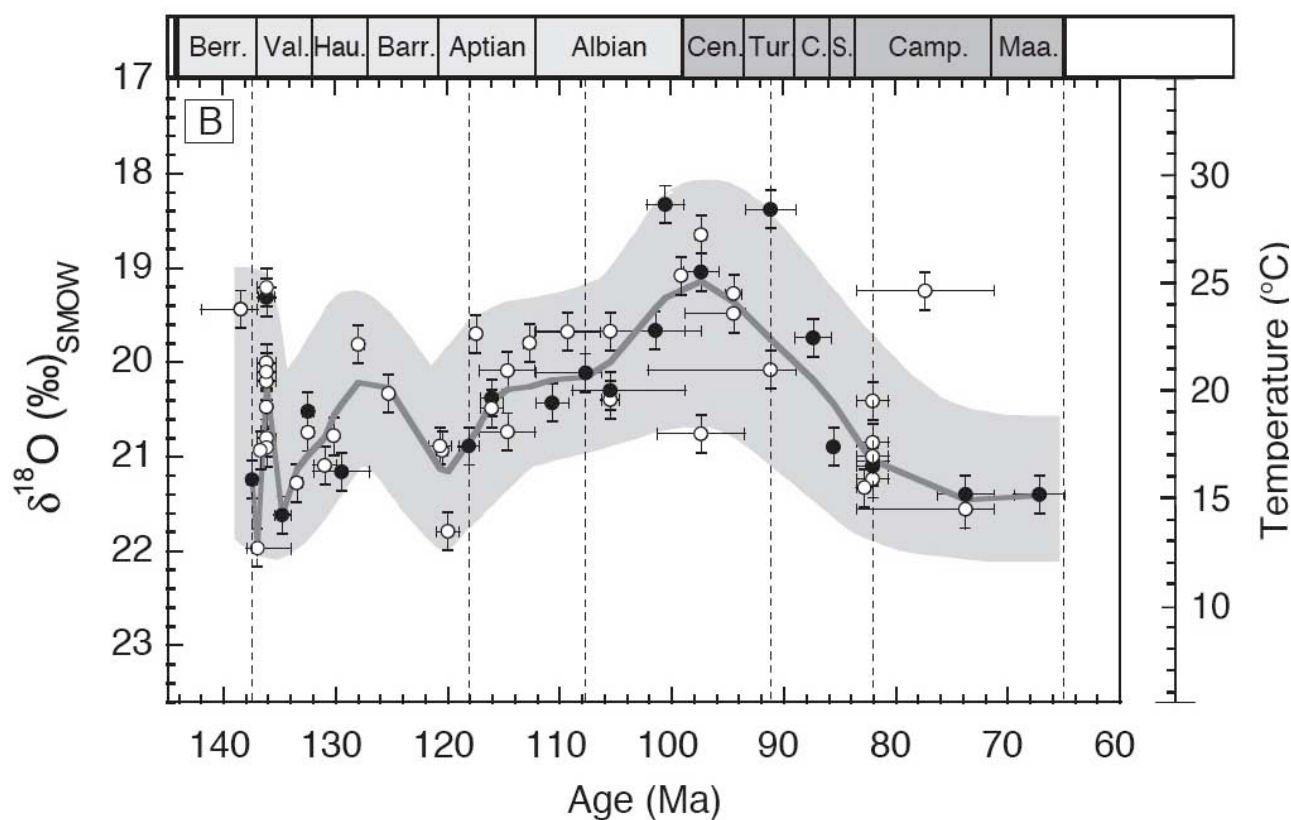


Figure 5 : Evolution au cours du Crétacé de la température des eaux de surfaces en Europe, d'après Pucéat et al., 2004

## II. Sédimentologie de faciès des dépôts crayeux.

La sédimentologie des faciès crayeux est l'un des objectifs principaux de cette excursion. En effet, la craie, et particulièrement la Craie du Bassin de Paris, est un dépôt dont la sédimentologie de faciès reste mal contrainte. La faible compréhension de ce sédiment a jusqu'à présent découragé les approches de **sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle** des dépôts du Crétacé supérieur du Bassin de Paris. En particulier, ses conditions de dépôts ont longtemps été méconnues, la craie ayant longtemps été considérée comme un dépôt monotone par décantation. Les vingt dernières années, plusieurs études (Surlyk, 1997) ont montré que le terme générique Craie regroupait une importante variété de dépôts, allant des dépôts de plate-forme interne (Touraine, Robaszynski et al., 1982) jusqu'à des dépôts de turbidites en domaine de bassin (Kennedy, 1987). Cette excursion vise à montrer une telle approche sur les dépôts crayeux du bassin de Paris, alliant les outils de la sédimentologie de faciès et divers outils dont la paléocologie est le principal pour mieux estimer les paléobathymétries.

Nous verrons que les dépôts crayeux qui caractérisent l'intervalle Santonien-Campanien de la plate-forme Nord Aquitaine présentent de nombreuses analogies avec ceux du Bassin de Paris quoique fréquemment moins profonds. Ces dépôts ont fait l'objet de plusieurs travaux de sédimentologie (Platel, 1987) et de paléocologie (Moreau, 1993 ; Néraudeau, 1995 ; Néraudeau et Villiers, 1997 ; Néraudeau et al., 1997 ; Villiers et al., 1997 ; Néraudeau et Odin, 2001 ; Videt, 2003) qui ont permis de caractériser de façon satisfaisante l'évolution des milieux de dépôts durant le Crétacé supérieur. Ceci permettra de tester l'acuité d'une approche de sédimentologie de faciès sur les dépôts crayeux, de comparer les dépôts crayeux des deux zones et enfin de comparer les découpages séquentiels de la Haute Normandie et de la plate forme Nord Aquitaine.

*Dans le cadre de cette excursion, il importera tout d'abord de mieux comprendre la sédimentologie de la Craie pour pouvoir y lire des variations d'environnement de dépôt. L'objectif fondamental est donc de proposer une méthode d'étude des dépôts crayeux et plus particulièrement un **modèle de faciès de la Craie** du Bassin de Paris dont nous discuterons l'applicabilité aux dépôts crayeux du Bassin Aquitain dans la seconde partie de l'excursion.*

*Les variations de granulométrie et de texture à l'intérieur de la Craie sont relativement faibles. De plus, l'intense bioturbation qui affecte la sédimentation de la Craie a en grande partie effacé les figures sédimentaires. Il n'est donc pas possible d'utiliser les outils habituels de la sédimentologie de faciès à la Craie.*

D'autres critères doivent donc être définis pour identifier les différents faciès sédimentaires de la Craie. La méthode et la construction de ce modèle de faciès seront abordées au cours des arrêts 1, 2, 3 et 4.

*En outre, nous verrons que les dépôts de la Craie sont marqués par deux histoires principales :*

- Une période (allant du Cénomaniens au Coniacien inférieur) durant la Craie correspond à une rampe carbonatée, pour laquelle nous proposerons un modèle de faciès,
- Une seconde période débutant au Coniacien moyen, caractérisée par la présence de géométries lenticulaires en ondulation dont l'origine reste largement discutée (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bosence, 1991).

Il est donc nécessaire après la compréhension des dépôts de type rampe, de mieux caractériser les géométries à grande longueur d'onde pour comprendre leur signification et les modifications qu'elles mettent en évidence dans les conditions de dépôt de la Craie. Ces deux aspects de la sédimentation de la craie feront l'objet de ces deux jours d'excursions séparés.

### 1. Méthodologie :

La caractéristique la plus courante et la plus connue de la Craie à l'affleurement est l'existence de cycles sédimentaires. Ces cycles sont constitués d'une alternance de craie avec :

- soit une surface correspondant à un arrêt de sédimentation bien marqué qui varie entre des surfaces de type fond durci (hardground) et fond ferme (firmground) ;
- soit un niveau marqué par une abondance importante de nodules de silex, possiblement organisés en cordons.

Ce type d'alternances est bien visible dans les différentes coupes que nous étudierons au cours de la première journée (Arrêt 1, 2, 3 et 4).

Nos premières observations nous ont montré (figure 6) que :

1. Ces cycles correspondent systématiquement à des alternances de termes en dépôts (Craie) et de surfaces d'arrêt de sédimentation, les niveaux de silex en cordons correspondant pour la plupart d'entre eux à des arrêts de sédimentation.
2. Le type de surfaces d'arrêt de sédimentation rencontré varie avec la granulométrie et la texture des termes en dépôt associés, d'où le postulat que ces termes caractéristiques des cycles élémentaires varient tous deux avec le milieu de dépôt.



En conséquence, les cycles métriques sont utilisables pour lire des variations de milieux de dépôt dans la Craie, et peuvent donc servir de base pour constituer un modèle de faciès de la Craie. Caractériser et interpréter les cycles d'alternances de dépôt et d'arrêt de sédimentation passe par une compréhension des deux termes en dépôt et en arrêt de sédimentation.

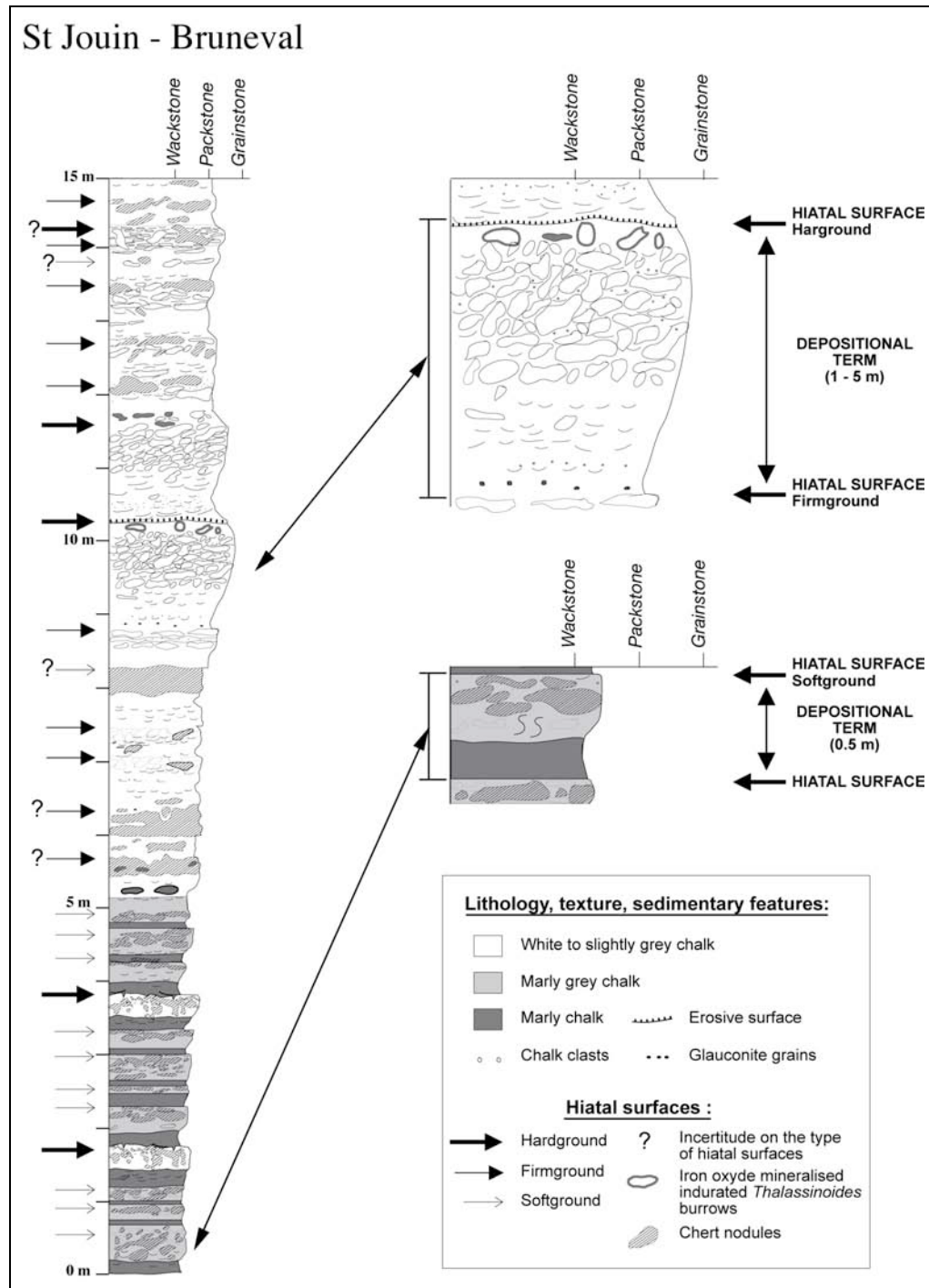


Figure 6: Coupe de St Jouin-Bruneval et identification de différents cycles sédimentaires

### 1.1. Termes en dépôts

L'un des critères les plus utiles pour différencier les faciès et les interpréter en termes de milieux de dépôts est l'étude des différentes concentrations de bioclastes figurant à l'intérieur de ces termes.

Pour cette étude, nous nous sommes basés sur les travaux précédents, en particulier Kidwell *et al.* (1986) et Fursich et Oschmann (1986 ; 1993) qui ont montré que les caractéristiques des concentrations de bioclastes renseignent sur plusieurs paramètres du dépôt, principalement l'hydrodynamisme associé et la durée de formation de ces dépôts.

Concernant l'hydrodynamisme, ces différents travaux ont montré que les concentrations de bioclastes peuvent être utilisées pour caractériser :

- la présence ou non d'un hydrodynamisme,
- son caractère permanent ou temporaire,
- son intensité,
- le type de courant (unidirectionnel ou oscillatoire).

Plusieurs critères sont définis par les auteurs pour caractériser les concentrations de bioclastes (Kidwell *et al.*, 1986 ; Kidwell 1991 ; Kidwell et Holland, 1991 ; Fursich and Oschmann, 1986, 1993). Nous avons retenu les suivants :

- Le **taux de fragmentation** des bioclastes (depuis des bioclastes uniquement désarticulés jusqu'à des bioclastes totalement fracturés), et la granulométrie des composants bioclastiques (incluant la granulométrie moyenne, la distribution modale et le tri des grains) qui renseignent sur l'hydrodynamisme et l'existence de remaniements ;
- La **préservation des bioclastes** (existence de corrosion, d'abrasion, d'encroûtement) qui renseigne sur le hiatus de temps inclus dans la formation de ces concentrations ainsi que l'hydrodynamisme ayant affecté ces bioclastes ;
- La **texture des bioclastes**, incluant la densité des bioclastes (depuis des bioclastes dispersés jusqu'à un arrangement dense des bioclastes), ainsi que l'organisation des bioclastes (alignement, orientation préférentielle ou non des bioclastes) qui renseigne sur l'hydrodynamisme associé à ces concentrations ;
- Bien que rares, les **figures sédimentaires**, aussi bien les figures tels que HCS, rythmites gradées, rides, etc., que les figures de bases de bancs, permettent de différencier entre courants unidirectionnels et courants oscillatoires. En outre, les différentes figures d'érosion rencontrées permettent de préciser l'intensité du courant associé à la mise en place des concentrations de bioclastes ;
- La **mise en bancs** peut renseigner sur le caractère plus ou moins continu des processus.

Ces observations macroscopiques sont complétées par une étude microscopique dans laquelle les critères principaux retenus sont la microtexture, la taille des grains, la présence et la taille des composants d'origine terrigène, et le type de faune rencontrées.

Le contenu ichnologique des termes en dépôts est utilisé comme critère supplémentaire pour estimer la paléobathymétrie (Seilacher, 1967).

## 1.2. Surfaces d'arrêt de sédimentation.

Pour la réalisation du modèle de faciès, l'objectif principal de l'étude des surfaces d'arrêt de sédimentation est de définir l'environnement dans lequel elles se sont formées. Un autre paramètre important, inhérent à ces surfaces est l'existence d'un hiatus. Dans notre modèle, le hiatus est pris en compte et caractérisé de façon relative en se basant sur la maturité des surfaces. Pour un même sédiment initial, une augmentation de l'induration précoce peut être considérée comme révélatrice d'un arrêt de sédimentation plus long (Goldring, 1995). Les surfaces d'arrêt de sédimentation sont donc différenciées en trois termes principaux qui sont dans l'ordre croissant de l'induration précoce des softgrounds, des firmgrounds et des hargrounds.

La caractérisation de l'environnement sédimentaire associé à la formation des surfaces d'arrêt de sédimentation peut être réalisée de deux façons.

- L'étude des sédiments encadrant ces surfaces, par la caractérisation des concentrations de bioclastes. Ceci permet d'identifier les milieux de dépôts associés à la formation des surfaces d'arrêt de sédimentation. Dans le cas de ces concentrations, il est cependant important de différencier le signal environnemental, (i.e des concentrations de bioclastes correspondant à un milieu de dépôt particulier et mises en place sous l'influence d'un ou plusieurs événements) et les concentrations de bioclastes dues principalement à l'accumulation des bioclastes sous l'influence d'une lacune sédimentaire.
- Une manière plus directe de caractériser l'environnement de formation de ces surfaces est l'étude de ces surfaces elles-mêmes. Cependant nous n'enregistrerons ici que l'état final et non une succession d'environnements L'hydrodynamisme n'est caractérisé que par la dynamique érosive associée. Celle-ci peut être déduite par l'observation de la morphologie de la surface supérieure, qui varie suivant la dynamique érosive (Bromley, 1975). On observe à faible hydrodynamisme, une morphologie complexe, conséquence de l'action des organismes fouisseurs. Sous l'influence d'un hydrodynamisme croissant, on observe tout d'abord une morphologie plane montrant une troncature de la morphologie initiale, et enfin une morphologie marquée par des figures d'érosion, conséquence d'une érosion importante. L'existence de clastes en sommet de ces surfaces est également un critère montrant l'existence d'un hydrodynamisme élevé.

## 2. Résultats

### 2.1 Concentrations de bioclastes et faciès en dépôts :

Neuf types de concentrations de bioclastes sont différenciés (figure 7 et planche 1). Sept concentrations de bioclastes (SC1 à SC6) apparaissent comme correspondant chacune à un milieu de dépôt. Deux types de concentrations de bioclastes (SCA et SCB) sont interprétées comme des concentrations enregistrant un hiatus de temps important et possiblement un palimpseste de milieux de dépôt. Elles sont caractérisées par un tri faible, de nombreux bioclastes corrodés et encroûtés et sont systématiquement associées à des surfaces d'arrêt de sédimentation.

Les caractéristiques des concentrations de bioclastes SC1 à SC5 montrent l'action de **courants intermittents**, aucune évidence d'un hydrodynamisme n'est observée dans SC6. Associée aux concentrations SC1 à SC4, on peut observer, dans de bonnes conditions d'affleurement, des **HCS** ainsi que des figures sédimentaires en érosion de type **gouttières et sillons**. Ceci suggère l'action de **courants oscillatoires**, et donc une action prédominante d'une **dynamique de tempêtes**.

L'absence de courants permanents et la granulométrie permet de considérer que les concentrations de bioclastes se sont déposées sous la limite d'action des vagues permanentes, donc dans l'**offshore**. Les concentrations de bioclastes **SC1 à SC5** montrant l'action des **vagues de tempêtes**, se sont donc déposées dans l'**offshore supérieur**. La concentration **SC6** ne montrant aucune évidence d'action hydrodynamique est caractéristique d'une mise en place **sous la limite d'action des vagues de tempêtes** (offshore inférieur). Entre les sept types de concentrations de bioclastes SC1 à SC6, on observe les principales évolutions suivantes:

- Une granulométrie moyenne de plus en plus fine et une microtexture de moins en moins triée (depuis des grainstones de granulométrie sable moyen (SC1, SC2), jusqu'à des mudstones de granulométrie silt (SC6)) ;
- Une densité de bioclastes de plus en plus faible, depuis des bioclastes denses (SC1-SC2) jusqu'à des bioclastes dispersés (SC6) ;
- Un taux de fragmentation des bioclastes qui est relativement élevé pour les concentrations SC1 à SC4, tandis qu'il est relativement faible pour les concentrations SC5 et SC6.
- Des figures d'érosion de moins en moins marquées, depuis des gouttières d'érosion de quelques centimètres de profondeur et de longueur d'onde (SC1 et SC2) vers des sillons métriques de profondeur pluricentimétrique (SC3) et des surfaces d'érosion planes (SC4), les concentrations suivantes (SC5 et SC6) ne montrant aucune existence de figures d'érosion ;
- Les bioclastes montrent une organisation marquée, soit horizontalement soit le long de figures sédimentaires de type HCS dans les concentrations SC1 à SC3b. Ils ne sont pas organisés dans les concentrations SC4 à SC6 ;
- Des figures sédimentaires de type HCS sont observables dans les concentration SC2 et SC3. Des micro-HCS sont observées dans les concentrations SC3b et SC4, des rythmites gradées sont observées surtout en lames minces dans les concentrations SC5. Aucune figure sédimentaire n'est observée dans les concentrations SC6 ;
- La mise en banc relativement bien visible pour les concentrations SC1 à SC3 n'est plus marquée pour les concentrations SC5 et SC6 ;
- Les microfaunes quasi-absentes dans les concentrations SC1 à SC2 augmentent progressivement à partir de SC3 pour représenter la fraction dominante à partir de SC4 ;
- Le contenu ichnologique varie depuis des faciès à *Thalassinoides* dominés (SC1 à SC4) vers des faciès à *Zoophycos* dominés (SC5 et SC6). La proportion de *Zoophycos* augmente progressivement et devient dominante à partir de SC5.

L'ensemble de ces évolutions suggère une **décroissance progressive de l'énergie** hydrodynamique depuis **SC1 vers SC6**, dans une **plate-forme dominée par les tempêtes**. Elle est interprétée comme liée à une décroissance progressive de l'intensité des tempêtes avec la profondeur. Ceci suggère que l'évolution observée depuis les concentrations **SC1 jusqu'à SC6** correspond à **une augmentation de la profondeur**, ce que confirme l'augmentation progressive de la proportion de *Zoophycos*.

Ceci permet de positionner les différentes concentrations de bioclastes selon une direction proximal-distal (figure 7).

Les concentrations **SCA et SCB** présentent des caractéristiques différentes, marquant des dépôts plus complexes, et sont associées à des arrêts de sédimentation plus ou moins longs. Ces concentrations sont positionnées le long de ce profil par le biais **des surfaces d'érosion** observées à leur base et par leurs caractéristiques de **granulométrie moyenne et de texture**.

Les différentes concentrations de bioclastes n'affleurent pas toujours dans des conditions permettant d'observer tous les paramètres qui les caractérisent, en particulier en ce qui concerne les figures sédimentaires et l'arrangement des bioclastes. Néanmoins, certains critères tels que la granulométrie moyenne, la texture, l'abondance et la taille des bioclastes sont plus facilement observables et peuvent être utilisés.

## 2.2. Surfaces d'arrêt de sédimentation

En nous basant sur les critères définis précédemment, nous avons pu au sein des trois types principaux de surfaces d'arrêt de sédimentation (softground, firmground et hardground), différencier **quatre types de hargrounds, deux types de firmgrounds et deux types de softgrounds**.

Les caractéristiques des surfaces et les concentrations de bioclastes associées permettent de distribuer ces surfaces le long d'un transect proximal-distal (figure 8).

Les surfaces **les plus proximales** correspondent à des **hardgrounds (HG1 à HG3)** dont la surface enregistre une **dynamique érosive élevée**, accompagnée de **nombreux intraclastes** et de **concentrations de bioclastes** caractéristiques d'**environnements proximaux** (Planche 2 et 3). Outre ces hardgrounds proximaux, nous avons mis en évidence un type de hardground distal (planche 3), caractérisé par une surface supérieure complexe, sans évidence d'érosion, et associée à des concentrations de bioclastes indiquant un milieu de sédimentation relativement distal (SC4-5).

Les **deux types de firmgrounds** sont différenciés sur la base des **concentrations de bioclastes associées** (SC3a, SCb pour FG1, SC5 pour FG2) et sur la **présence (FG1)/absence (FG2) d'érosion** le plus fréquemment sous forme de sillons métriques de quelques centimètres de profondeur.

Les mêmes critères permettent de différencier les softgrounds SG1 et SG2.

Les surfaces les plus **distales (FG2, SG2)** ne montrent pas d'évidence d'érosion. Elles se retrouvent principalement en association avec des concentrations de bioclastes caractéristiques de l'offshore supérieur distal. On notera que le type de surface le plus distal (le seul à être associé à des concentrations de bioclastes marquant l'offshore inférieur, SC6) correspond aux surfaces les moins évoluées, ce qui suggère que les surfaces d'arrêt de sédimentation sont de moins en moins prononcées avec l'augmentation de la profondeur.



# OFFSHORE

Supérieur

Inférieur

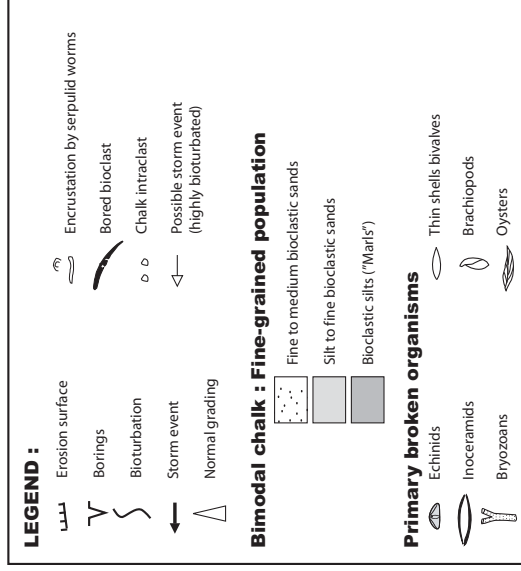
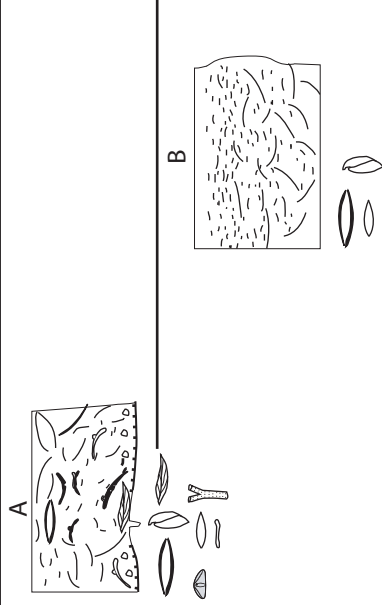
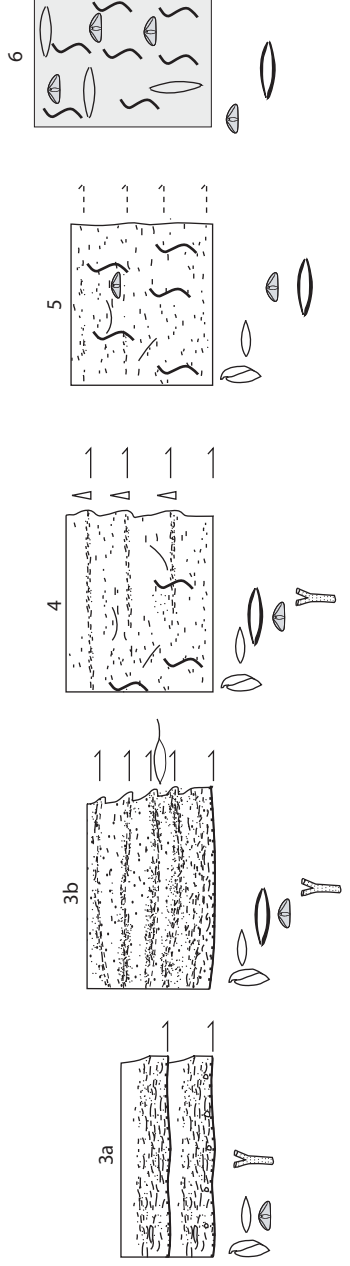
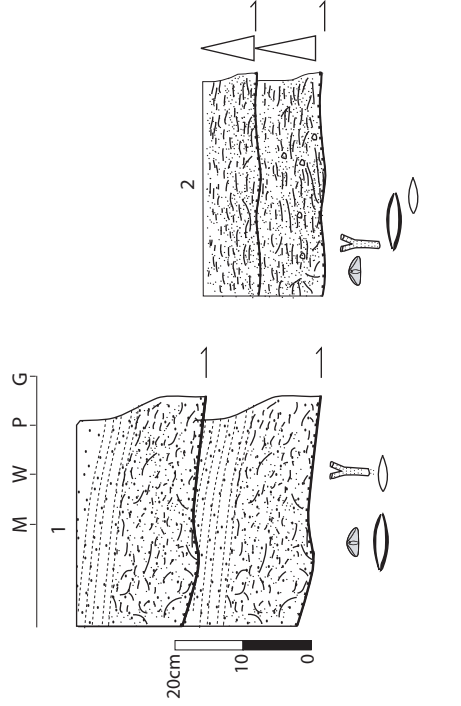
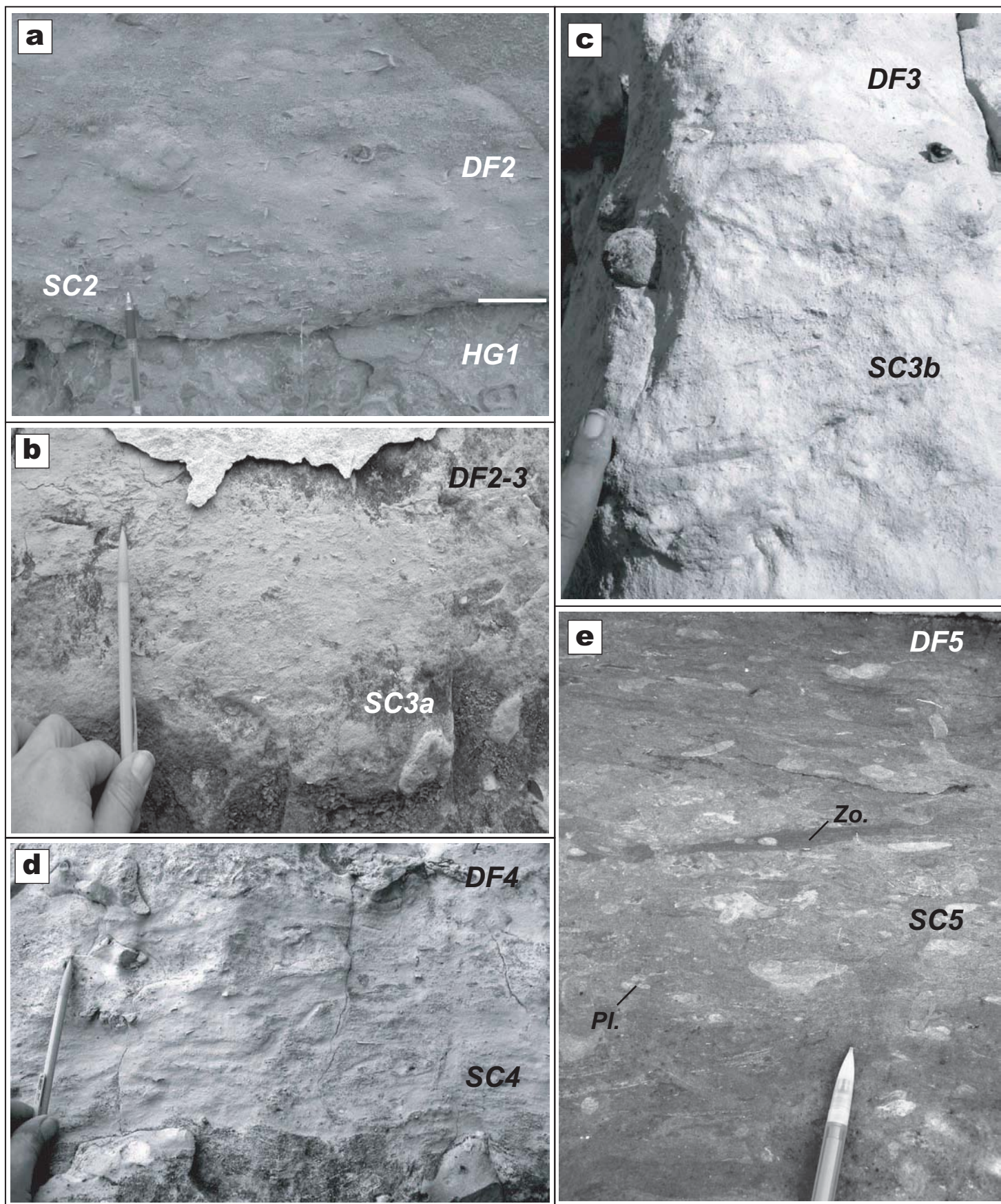


Figure 7: Différentes concentrations de bioclastes identifiées et distribution de celles-ci le long d'un transect proximal-distal.



**Planche 1: Principaux types de faciès en dépôt et concentrations de bioclastes associées.**

**a:** DF2 (concentration de bioclastes SC2), bioclastes modérément fragmentés, orientés selon la stratification (lamination fruste), et organisés selon un granoclassement normal (Cénomanien inférieur, Coupe de St Jouin-Bruneval).

**b:** DF2-3 (concentration de bioclastes SC3a) (Cénomanien moyen, Coupe de St Jouin-Bruneval).

**c:** DF3 (concentration de bioclastes SC3b), bioclastes très fragmentés selon une lamination fruste (Turonien supérieur, Coupe de Penly-Dieppe).

**d:** DF4 (concentration de bioclastes SC4), les bioclastes sont orientés selon la stratification (Cénomanien supérieur, Coupe de St Jouin-Bruneval).

**e:** DF5 (concentration de bioclastes SC5), bioclastes millimétriques dispersés sans stratification ni fabrique, dépôts très bioturbés, principalement par des Zoophycos (Zo) et des Planolites (Po) (Cénomanien inférieur, Coupe de St Jouin-Bruneval).



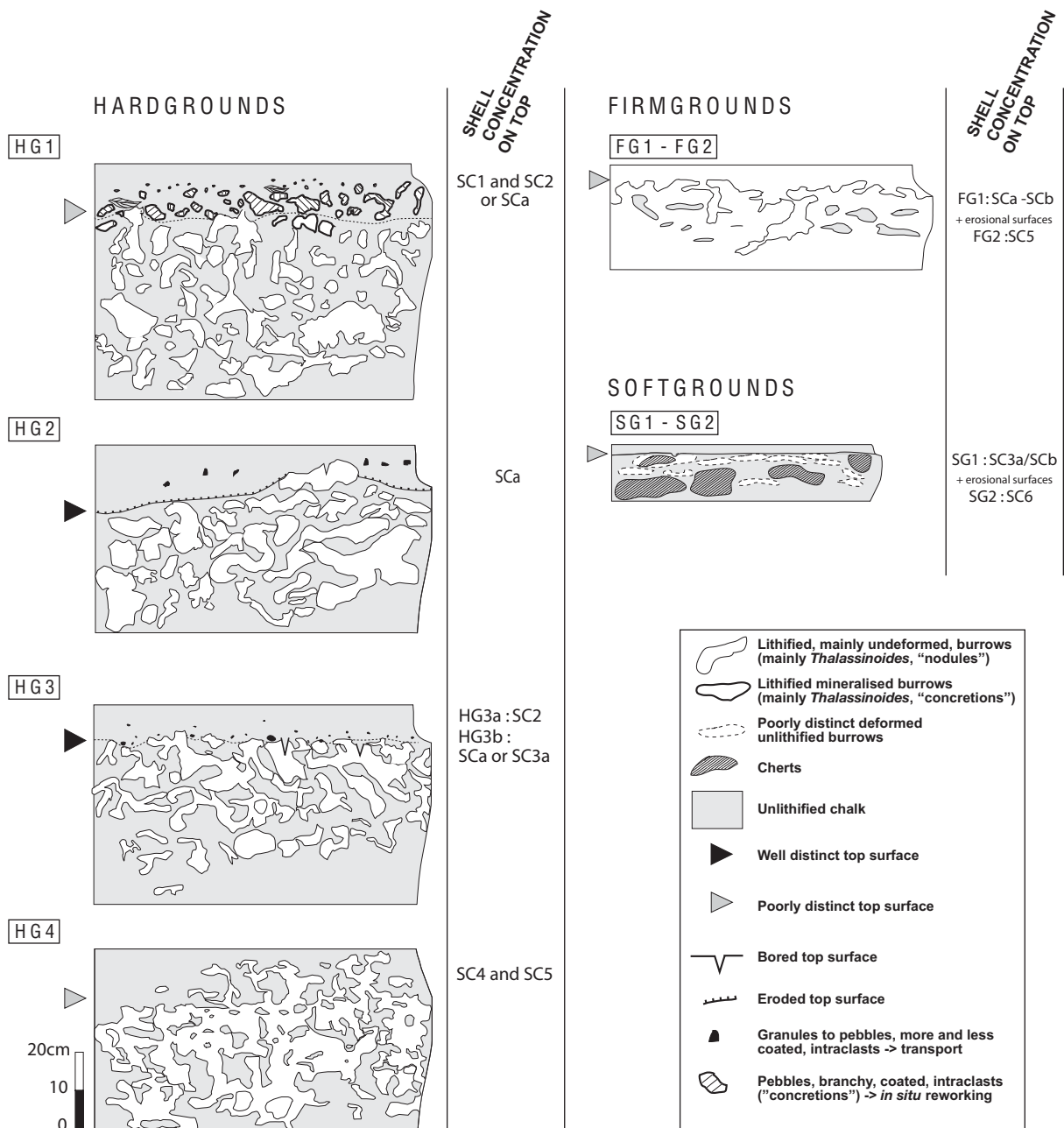
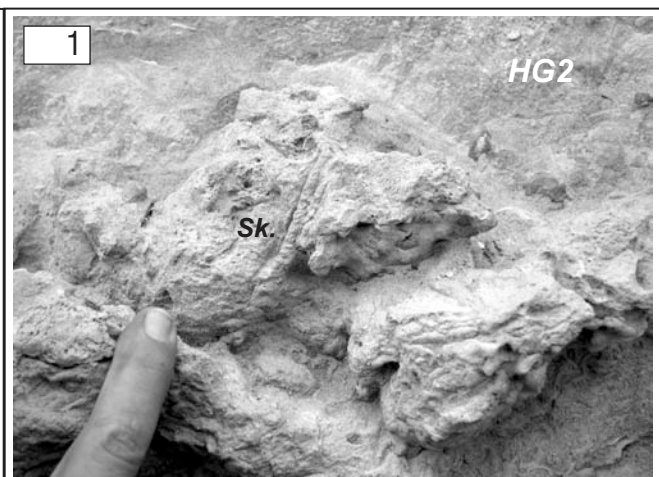
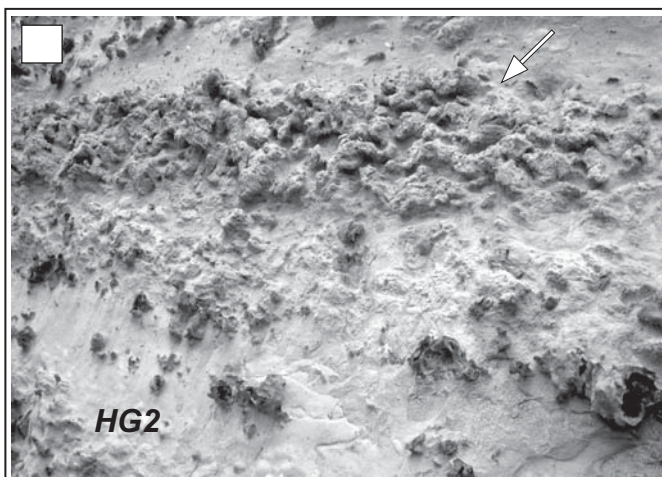
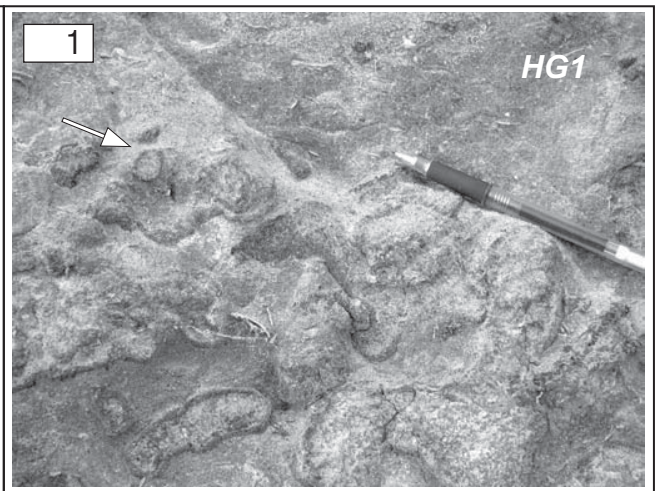
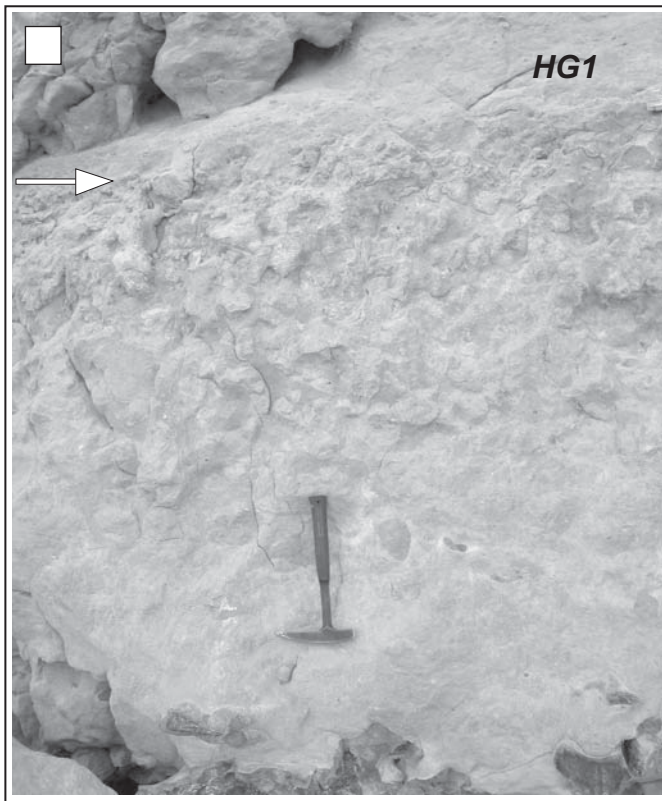


Figure 8: Différents types de surface d'arrêt de sédimentation et caractéristiques de celles-ci.



## Planche 2: Hardgrounds 1 et 2

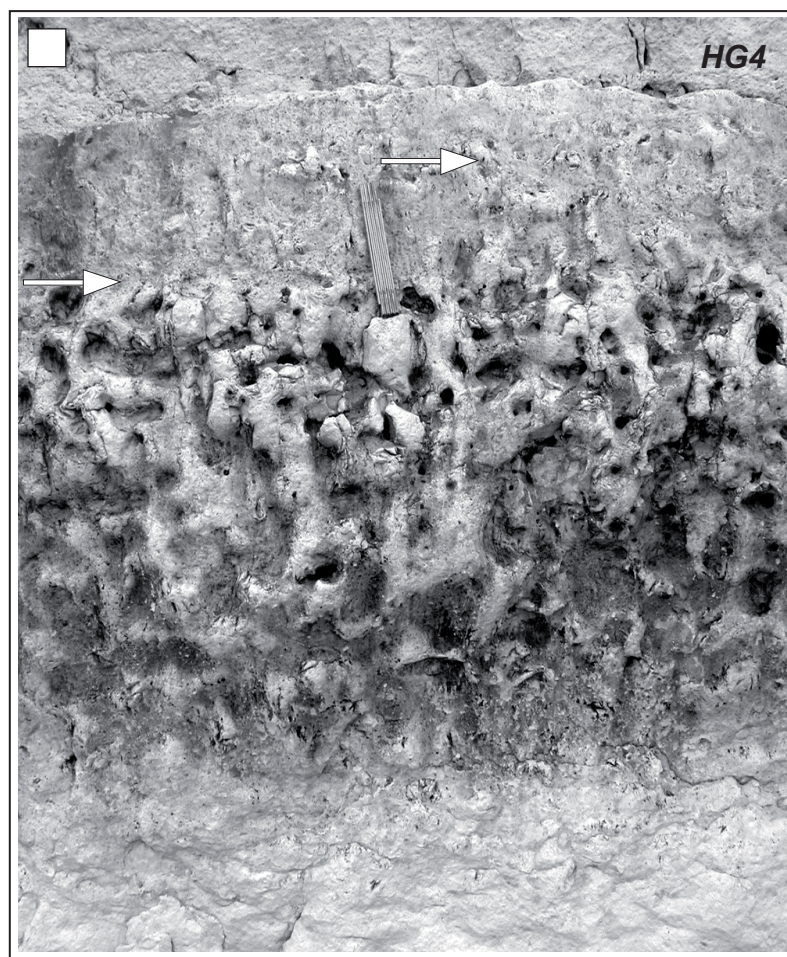
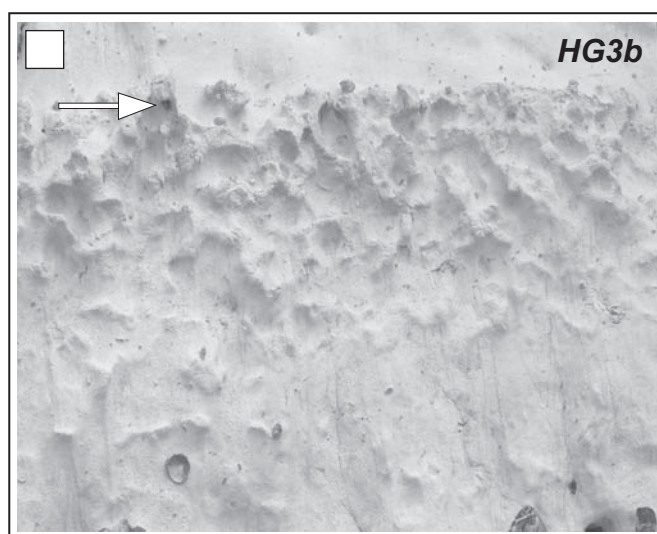
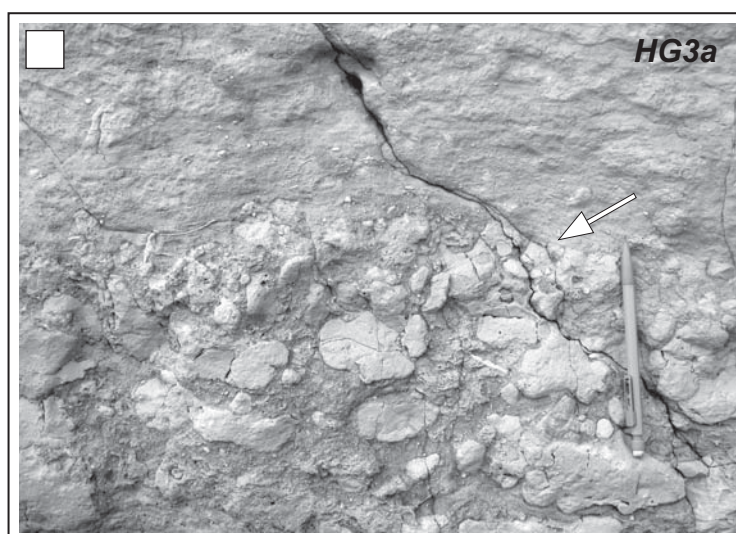
### a: Hardground HG1 (Cénomanien inférieur, coupe de St Jouin-Bruneval).

a.1: Zoom sur le sommet de ce hardground. Remarquer l'important enduit autour des nodules, et l'abondance des clastes.

### b: Hardground HG2, remarquer la complexité de la surface supérieure (Cénomanien moyen, coupe de St Jouin-Bruneval).

b.1: Zoom sur le sommet de ce hardground. Remarquer la présence de traces fossiles de type Skolithos (Sk.).





**Planche 3: Hardgrounds 3 et 4. Les flèches blanches indiquent le sommet de la surface principale.**

**a: Zoom sur un hardground HG 3a. Remarquer l'abondance de clastes et la granulométrie élevée. Cénomaniens supérieur, Coupe du Cap Fagnet.**

**b: HG3b, remarquer la surface très plane de ces hardgrounds et les clastes au dessus de celle-ci. Coniacien inférieur, Coupe Penly-Dieppe.**

**c: HG4, remarquer l'absence de troncature en sommet de ces hardgrounds, visible par des nodules branchus au dessus de la surface principale. Turonien supérieur, Coupe de Criel.**

### 2.3. Définition d'un modèle de faciès de la Craie basé sur l'expression des cycles.

*Les différents termes en dépôts et surfaces d'arrêt de sédimentation sont positionnés le long d'un transect proximal-distal. Les cycles élémentaires de la Craie, constitués d'associations récurrentes de termes en dépôts et de surfaces d'arrêt de sédimentation peuvent alors être positionnés le long d'un transect proximal-distal.*

L'intervalle Cénomanién-Coniacien moyen présente **trois lithologies différentes**.

L'intervalle Cénomanién inférieur-Cénomanién supérieur (planche 4A), est marqué par une **influence terrigène marquée**, visible sous la forme de minéraux terrigènes tels que des quartz et des micas dont la granulométrie varie entre silt et sable moyen ainsi que sous la forme d'une teneur en argile importante.

L'intervalle Cénomanién supérieur-Turonien inférieur (planche 4B) est caractérisé par une très forte condensation des dépôts, marquée par **des craies grises** souvent **très noduleuses** et par l'abondance de niveaux précocement indurés.

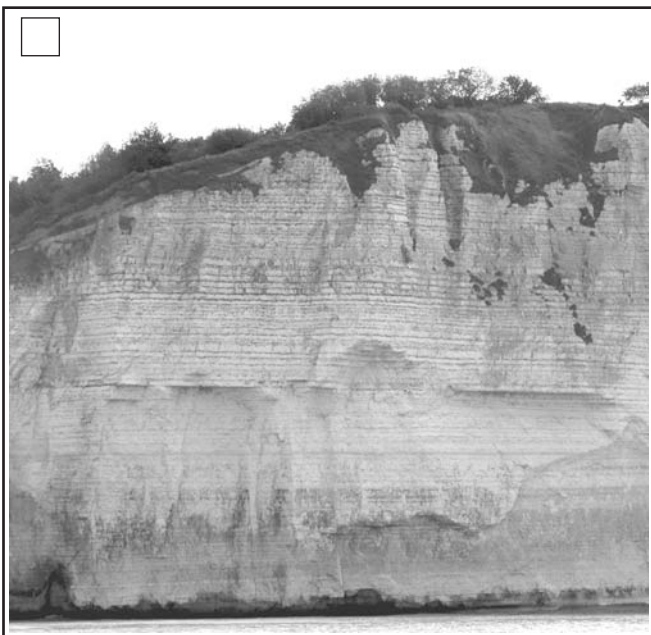
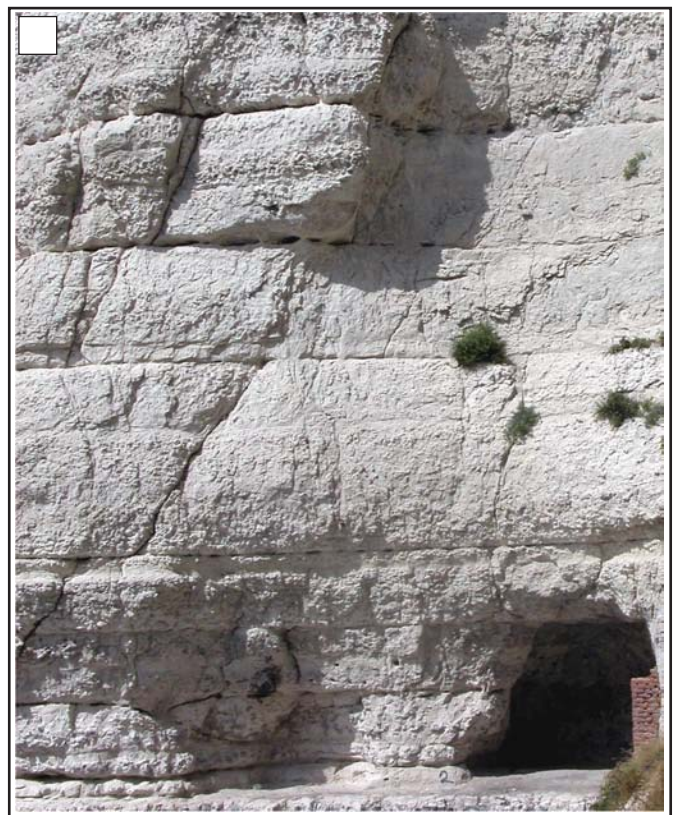
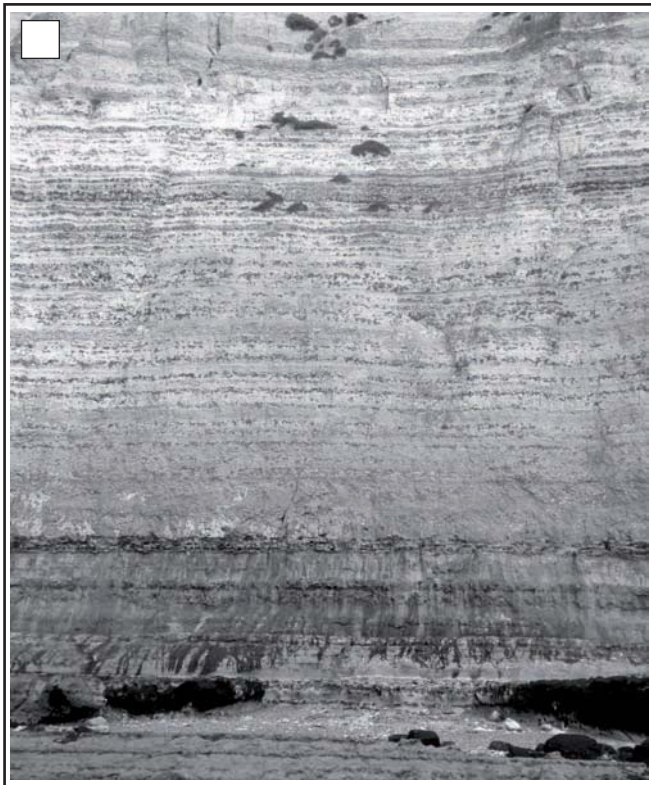
L'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen (planche 4C) est marqué par une teneur en matériel terrigène plus faible, les constituants d'origine terrigène sont rares, les **craies** sont **plus blanches** quasi dépourvues de matériel terrigène, elles sont parsemées de quelques niveaux argileux dont certains ont une origine volcanique (Vanderaveroet *et al.*, 2000).

Ces **trois lithologies** nous ont amené à définir **trois modèles de faciès** différents (figure 9) pour chacun de ces intervalles stratigraphiques.

L'association des concentrations de bioclastes à l'intérieur des termes en dépôt permet de définir sept faciès en dépôt différents (DF, figure 10), positionnés sur un transect proximal-distal, à partir de l'interprétation des concentrations de bioclastes.

Les faciès en dépôt définis et les surfaces d'arrêt de sédimentation nous permettent de définir les cycles élémentaires rencontrés dans l'ensemble de l'offshore supérieur et ceux correspondant à des environnements d'offshore inférieur.





**Planche 4: Différentes lithologies de l'intervalle Cénomanien-Coniacien moyen de Haute-Normandie**

**A: Craie grise cénomaniennne, coupe de St jouin-Bruneval.**

**B: Craie Noduleuse de l'intervalle Cénomanien usppérieur-Turonien inférieur, coupe de la vailleuse du Fourquet.**

**C: Craie blanche de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen.**

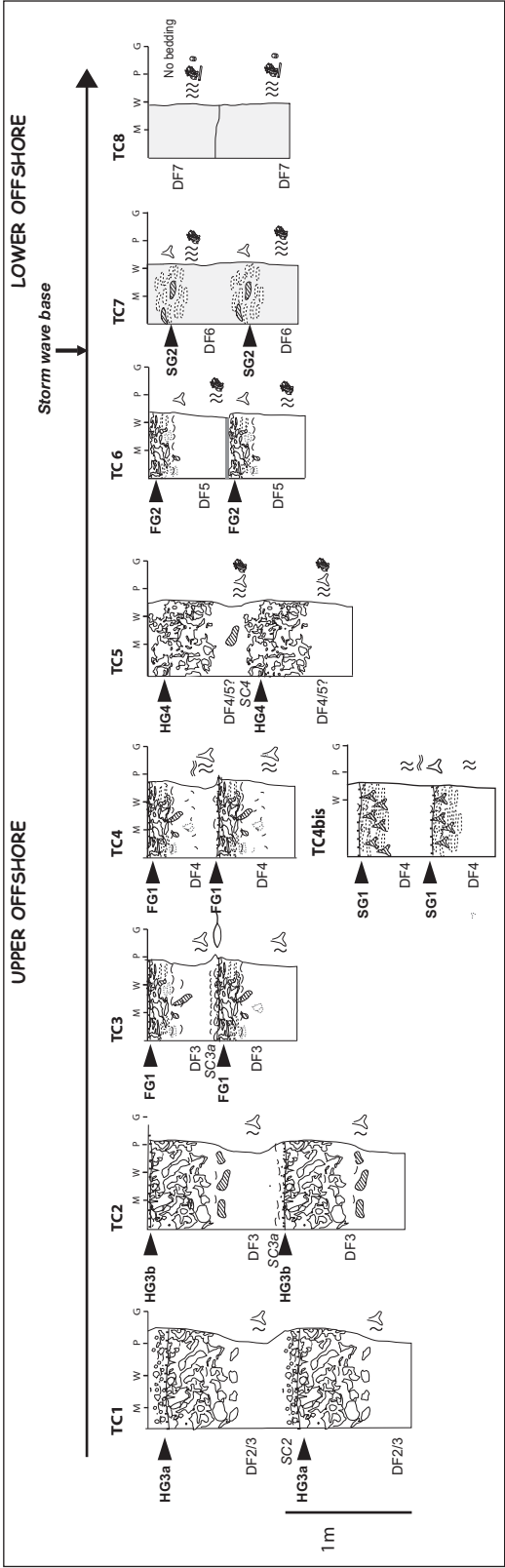
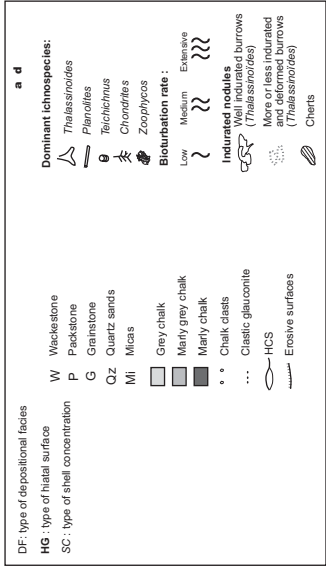
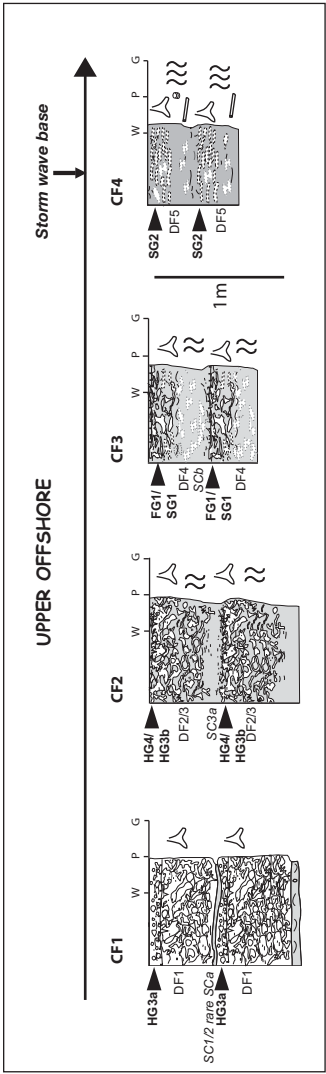
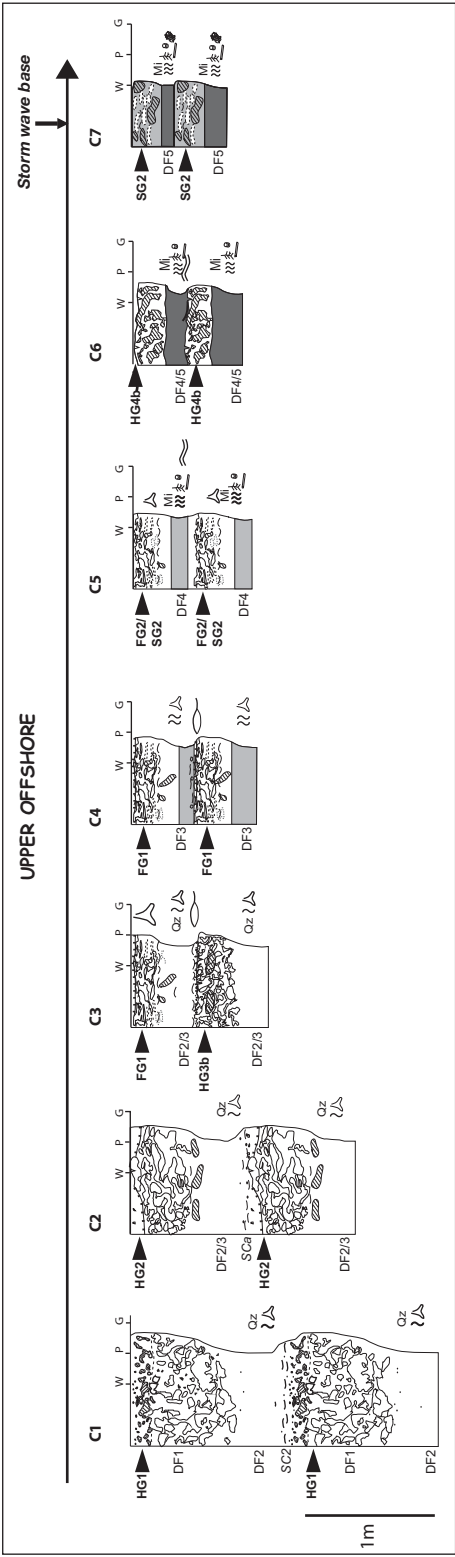
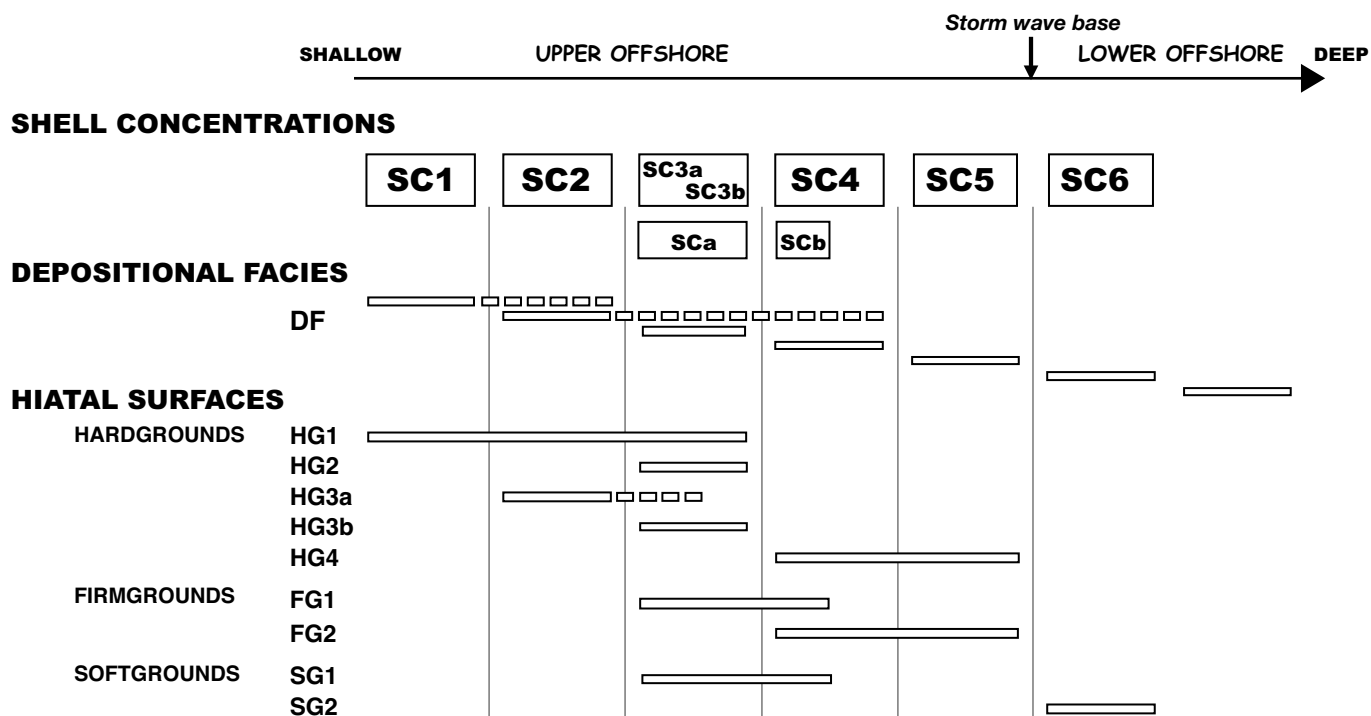


Figure 9 : Différents modèles de faciès de la Craie

A: Modèle de faciès des dépôts céénomaniens.

B: Modèle de faciès de l'intervalle Céénomaniens supérieur -Turonien inférieur.

C: Modèle de faciès de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen.

**a****b****CYCLES ASSOCIATIONS**

Early - Late  
Cenomanian

C1  
C2  
C3  
C4  
C5  
C6  
C7

Late Cenomanian -  
Early Turonian

CF1  
CF2  
CF3  
CF4

Middle Turonian -  
Middle Coniacian

Tc1  
Tc2  
Tc3  
Tc4  
Tc5  
Tc6  
Tc7  
Tc8

———— Hiatal Surface  
———— Depositional Term

Figure 10: Distribution le long d'un transect proximal-distal des concentrations de bioclastes, des termes en dépôt et des surfaces d'arrêt de sédimentation (a), et utilisation des différents termes en dépôt et surfaces d'arrêt de sédimentation pour positionner les cycles des trois modèles de faciès le long d'un transect proximal-distal (b).

### 3. Apport de la paléocéologie, calage paléobathymétrique.

#### Echinodermes

Les différents travaux portant sur la **paléocéologie des échinodermes** (Néraudeau et Floquet (1991), Néraudeau (1995), Néraudeau et Villier (1997), Néraudeau *et al.* (1997) réalisés dans les bassins aquitains et nord castillan fournissent un calage paléobathymétrique solide pour les dépôts étudiés. Ces travaux ont mis en place une zonation paléobathymétrique basée sur la distribution des faunes d'oursins. Ceci permet de définir de façon satisfaisante, **quatre domaines paléobathymétriques** en fonction des faunes d'oursins rencontrées (figure 11).

La paléocéologie des échinodermes a donc été utilisée pour tester la **pertinence du gradient proximal-distal** proposé dans nos modèles de faciès et pour préciser les **paléobathymétries** associées au dépôt des différents **cycles** identifiés.

A partir de récoltes de faunes d'échinodermes dans différents cycles (figure 11), nous pouvons confirmer la zonation proximal-distal avancée et mieux contraindre la paléobathymétrie des cycles.

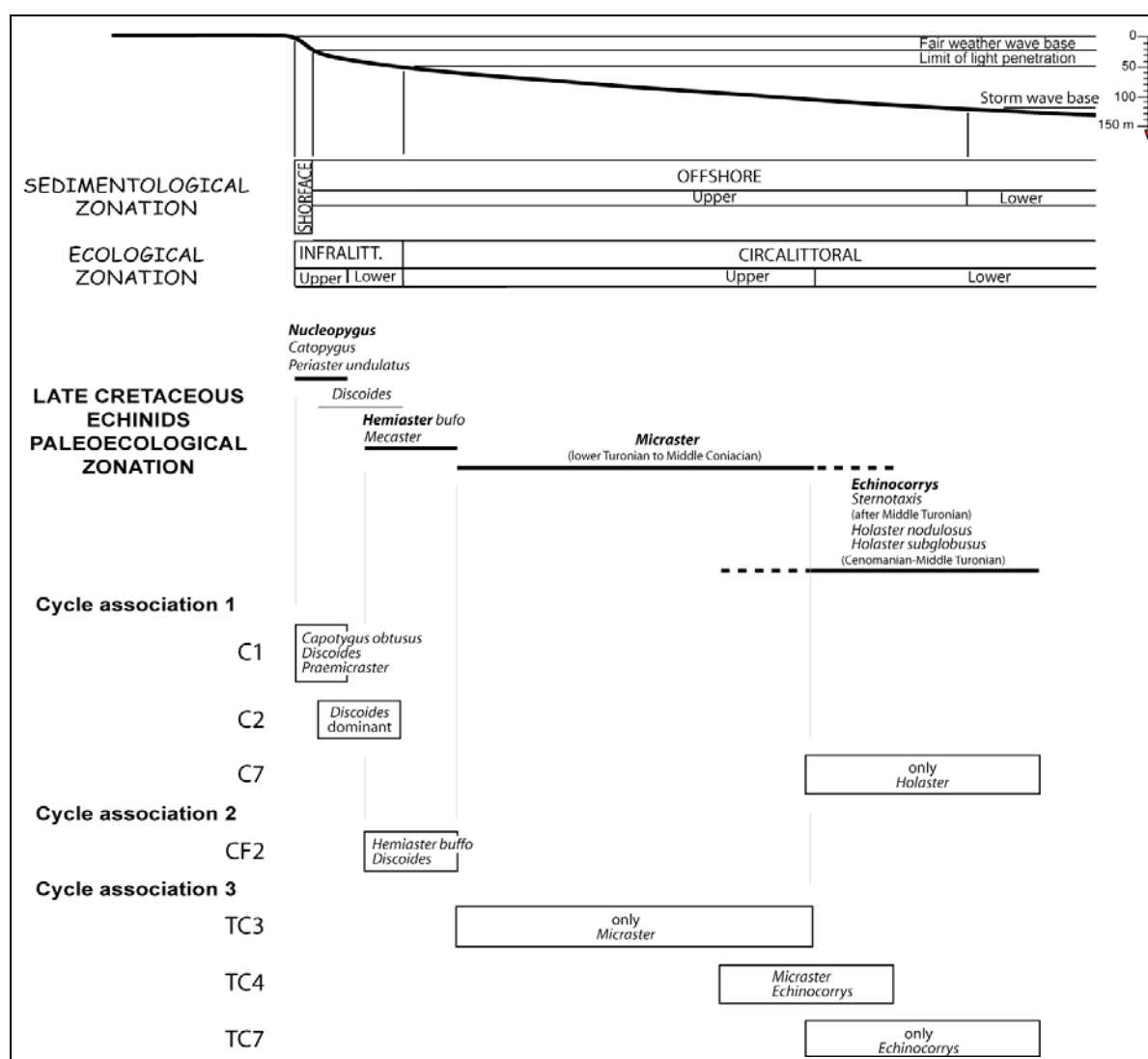


Figure 11 : Paléocéologie des échinodermes du Crétacé supérieur et calage paléobathymétrique des cycles sédimentaires à partir des faunes d'oursins rencontrées.

La paléocéologie des échinodermes a fait l'objet de nombreux travaux dans les Charentes (Néraudeau, 1995 ; Néraudeau *et al.*, 1997, Néraudeau et Villiers, 1997). Cette excursion sera l'occasion d'observer les différents morphotypes d'oursins et les milieux de dépôts associés.



D'autres indicateurs paléoécologiques ont été ponctuellement utilisés dans l'analyse de la Craie du Bassin de Paris tels que les foraminifères (travaux réalisés par C.Bourdillon).

## Ostréidés

Si l'utilité des bivalves en paléoécologie n'est plus à démontrer (ex : les rudistes), le groupe des Ostréidés n'a que peu été utilisé dans les reconstitutions paléoenvironnementales. Malgré leur présence récurrente dans les faciès fossilifères mésozoïques et cénozoïques, la majorité des travaux portant sur ce groupe traite plutôt de problèmes d'ordre systématique compte-tenu de leur important polymorphisme, voire de leur xénomorphisme.

Les huîtres présentent cependant plusieurs atouts pour être utilisées en paléoécologie. En premier lieu, leur capacité à la céméntation restreint les biais taphonomiques, tant et si bien que lorsqu'elles sont préservées fixées sur des surfaces remarquables (hard-grounds, coquilles d'autres invertébrés, racines de mangroves,...), leur occurrence à l'état fossile traduit directement les conditions initiales du milieu. Par ailleurs, leur coquille calcitique, souvent très robuste, leur confère un haut potentiel de conservation, tant au niveau des individus qu'au niveau de la structure de leurs assemblages. Enfin, leur mode de vie grégaire, voire leurs bioconstructions et bioaccumulations (crassats, lumachelles), favorisent leur abondance dans les assemblages benthiques fossiles.

Les huîtres cénomaniennes (qui ont pour beaucoup une extension stratigraphique plus large) colonisent une grande variété de domaines marins. Contrairement à l'idée généralement reçue, elles ne sont que rarement cantonnées au domaine littoral euryhalin. Parmi les huîtres rencontrées, seule *Gyrostrea delectrei* semble avoir pu se développer massivement dans des environnements paraliques. Les autres espèces cénomaniennes d'ostréidés sont donc inféodées aux environnements marins sténohalins. Cependant, certaines d'entre elles sont plutôt côtières, ou tout au moins infralittorales (*Ceratostreon flabellatum* et, dans une certaine mesure, *Pycnodonte biauriculata*) alors que d'autres semblent se développer plus au large (*Acutostrea* aff. *incurva*, *Curvostrea rouvillei*). Les domaines préférentiels de distribution des différentes huîtres identifiées ont été décrits au travers de sept paramètres majeurs, c'est-à-dire l'oxygénation, l'agitation, la salinité, la turbidité, la bathymétrie, la nature et l'induration du substratum. Les huîtres fossiles apparaissent ainsi comme d'excellents marqueurs paléoécologiques benthiques susceptibles d'apporter, à l'image de nombreux groupes d'invertébrés, des critères édaphiques et océanographiques précis utiles dans les reconstitutions paléoenvironnementales du Mésozoïque (Videt & Néraudeau, 2007).

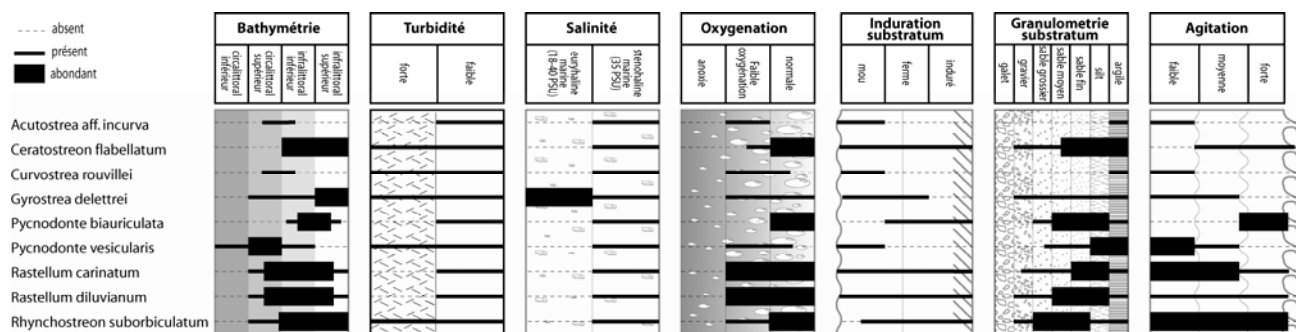


Figure 12 : Synthèse de distribution des principales huîtres cénomaniennes rencontrées en charentes en fonction de sept paramètres abiotiques (modifié, d'après Videt & Néraudeau 2007).

#### 4. Utilisation du modèle de faciès

Dans l'exemple de la coupe de St Jouin-Bruneval, l'enchaînement des cycles sédimentaires (constitués de faciès en dépôt et des surfaces d'arrêt de sédimentation) permet de mettre en évidence les **variations élémentaires de milieux de dépôt** (figure 13). Ceci permet de tracer des courbes de variations de milieux et donc d'identifier les surfaces remarquables correspondant aux surfaces d'inversion de tendance entre des tendances régressives et transgressives.

Le motif d'empilement des unités génétiques ou « *stacking pattern* » (Homewood et al., 1992) et l'identification des surfaces d'inversion de tendance permettent de réaliser des corrélations de ces surfaces isochrones entre les différentes coupes levées. Cette stratigraphie à haute résolution sera illustrée au cours de la première journée de cette excursion par l'étude des dépôts de l'intervalle Cénomanien-Coniacien moyen de Haute-Normandie.

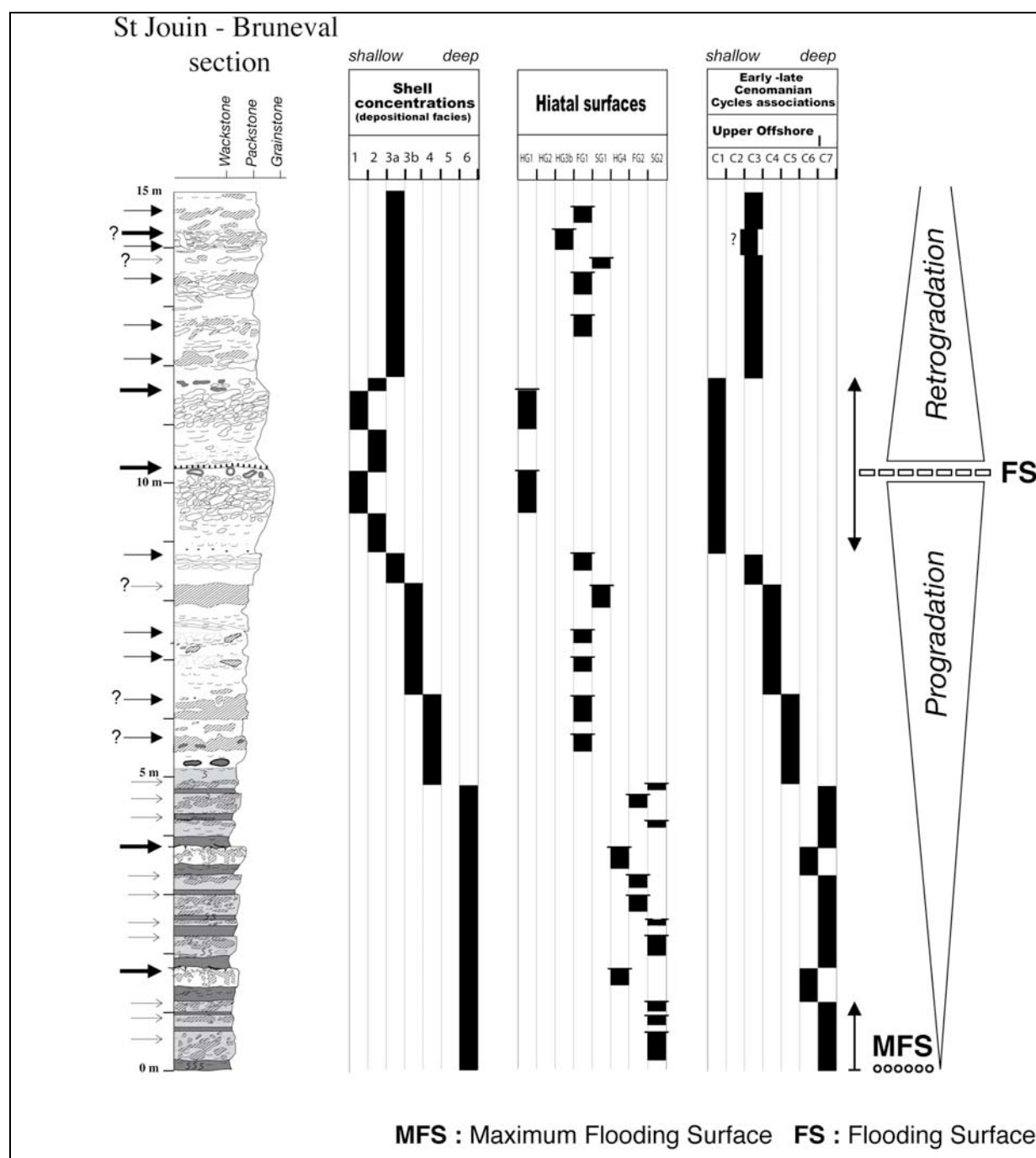


Figure 13: Exemple d'utilisation du modèle de faciès de la Craie céno-manienne sur la coupe de St Jouin-Bruneval

### III. Affleurements :

#### *Journée 1 et 2 : La Craie de Haute Normandie*

##### 1. Zone d'étude

La zone d'étude correspond à la zone d'affleurement de la Craie en falaises, soit l'ensemble du littoral compris entre Le Havre et le Tréport.

Deux accidents principaux (figure 14), perpendiculaires au trait de côte actuel, affectent la couverture. Il s'agit de la faille Fécamp-Lillebonne -prolongement nord de la faille de la Seine- et de la faille du Pays de Bray. Leur rejeu postérieur au dépôt de la Craie permet la répétition des niveaux de l'intervalle Turonien-Coniacien moyen et donc l'observation de la variation de ces dépôts selon un axe WSW-ENE. Ceci permet de construire un modèle de faciès de la Craie, et d'établir une stratigraphie précise de la Craie en utilisant les techniques de la stratigraphie séquentielle (corrélations par stacking pattern).

Trois coupes principales (figure 14) seront abordées durant cette excursion :

- la coupe de St Jouin-Bruneval (Cénomanien-Turonien moyen);
- la coupe de Fécamp-Varangeville (Cénomanien supérieur- base Campanien) ;
- la coupe de Penly-Dieppe (Turonien inférieur- Coniacien moyen).

Le deuxième objectif sera de mieux comprendre les géométries lenticulaires en ondulations de la Craie. Celles-ci sont essentiellement rencontrées dans l'intervalle Coniacien moyen- Campanien. Les géométries étudiées durant cette excursion seront étudiées d'Est en Ouest, en débutant par les géométries de St Valéry-en-Caux et de Vasterival, puis nous étudierons de façon détaillée les géométries de St Martin-aux-Buneaux, et enfin les affleurements situés de part et d'autre de la Porte d'Amont à Etretat.

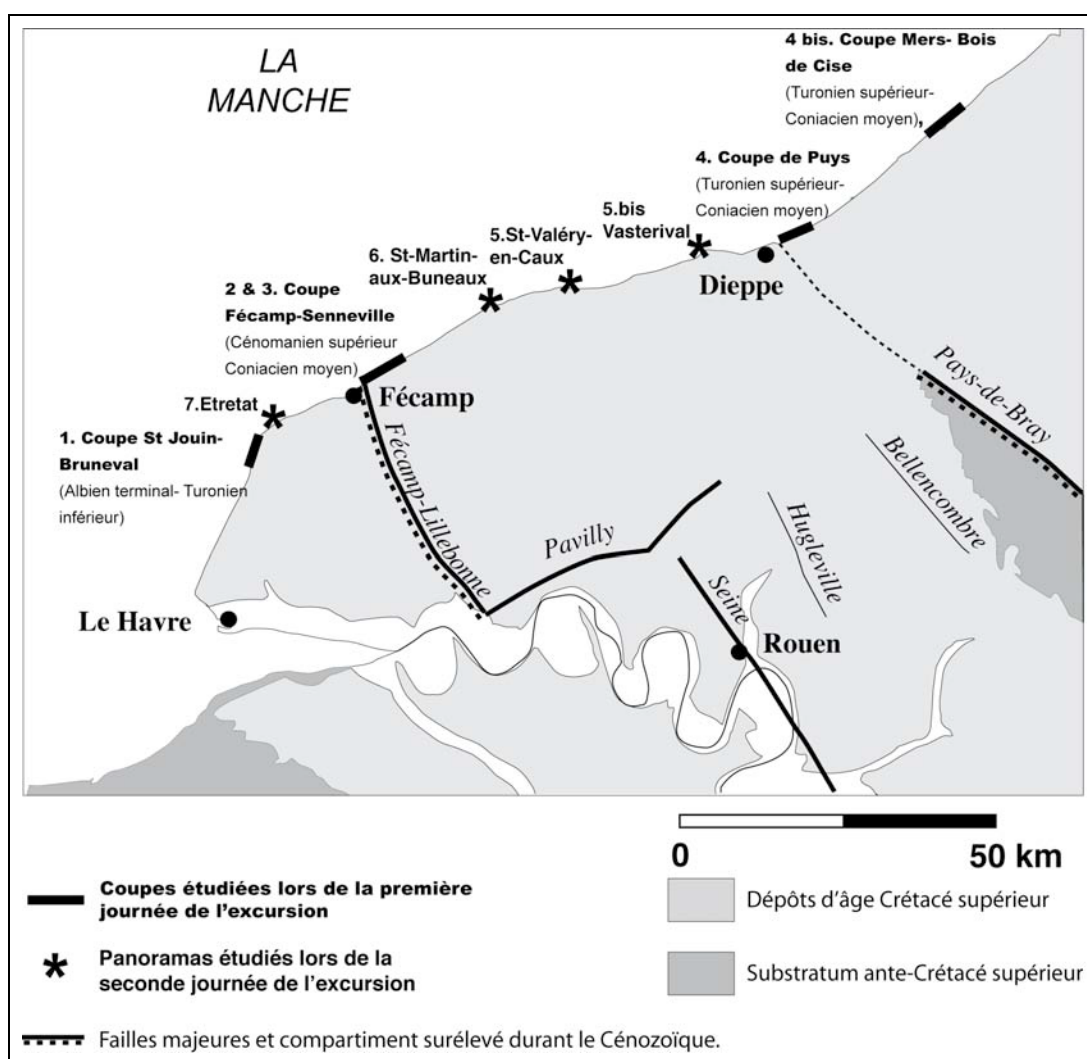


Figure 14 : Carte géologique schématique et position des affleurements étudiés.

## 2. Stratigraphie

Depuis Le Havre jusqu'à quelques kilomètres à l'ouest de Dieppe (Varangeville), les dépôts sont affectés par un léger pendage vers l'ENE qui permet d'observer les dépôts compris entre la base du Cénomanien et la base du Campanien. Une coupe de synthèse de cet intervalle peut donc être proposée en utilisant les coupes de St Jouin-Bruneval et Fécamp-Varangeville (figure 15).

La **lithostratigraphie** de la Craie, aussi bien dans les travaux précédents (Juignet, 1974 ; Juignet et Breton, 1998) que dans ceux présentés ici, est principalement basée sur trois critères principaux que sont :

- les variations d'abondance des niveaux indurés,
- la teneur en minéraux argileux de la craie (craie blanche ou craie grise),
- l'abondance des niveaux de silex.

Dans les découpages effectués par Juignet (1974) et Juignet et Breton (1998), les formations sont fréquemment limitées par des niveaux repères, qui sont dans la plupart des cas des hardgrounds.

Nous reprendrons ici le découpage lithostratigraphique précédemment défini par Juignet (1974) et Juignet et Breton (1998) pour l'intervalle Cénomanien-Coniacien moyen en le redéfinissant lorsque cela est nécessaire. Aucun découpage clair n'existant pour les dépôts postérieurs, nous définirons ici deux formations supplémentaires dont les localités types se situent sur la coupe Fécamp-Varangeville. Les différentes formations de Haute-Normandie sont mises en équivalence (figure 15) avec celles de la lithostratigraphie anglaise, définie sur les côtes du Sussex (Mortimore *et al.*, 2001) dont les dépôts montrent des similitudes importantes avec les craies de Haute-Normandie (Mortimore et Pomerol, 1987) et qui sert à présent de référence pour les craies du bassin anglo-parisien. Les différentes formations de la Craie de Haute-Normandie sont, en remontant la pile stratigraphique :

- La Craie Glauconieuse, reprise de Juignet (1974), craie glauconieuse à nombreux hardgrounds, d'âge Cénomanien inférieur à début du Cénomanien moyen ;
- La Craie de Rouen, reprise de Juignet (1974), craie grise à niveaux marneux abondants et nombreux niveaux de silex, d'âge Cénomanien moyen et début du Cénomanien supérieur ;
- La Craie de Fécamp, d'âge Cénomanien supérieur-Turonien inférieur, craie noduleuse grise. Cette formation est le regroupement de la formation de la Craie d'Antifer et du membre de la Craie du Cap Fagnet de Juignet et Breton, (1998). Leur regroupement sous une seule formation est motivé par la forte similitude de ces deux unités ;
- La Craie du Val-St-Nicolas, craie plus blanche à cordons de silex, considérée comme un membre par Juignet et Breton, 1998 mais que nous considérons comme une formation à part entière du fait de ces caractéristiques lithologiques bien distinctes et de sa corrélabilité ;
- La Craie de Senneville, reprise de Juignet et Breton (1998), craie blanc-grise à rares silex, d'âge Turonien moyen-supérieur,;
- La Craie de Saint-Pierre-en-Port, reprise de Juignet et Breton (1998), craie blanc-grise à nombreux niveaux indurés et cordons de silex, d'âge Turonien supérieur à base du Coniacien moyen.

Sont définies ici :

- La Craie de Veulettes (Coniacien moyen- Santonien Moyen), craie blanche à cordons de silex d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique ;
- La Craie de Sotteville (Santonien moyen—Santonien terminal), craie grisâtre à silex plus petits et plus dispersés, et contenant plusieurs niveaux marneux.


La biostratigraphie de la Craie de Haute-Normandie est définie avec une précision variable suivant les étages (figure 15) :

- La biostratigraphie du Cénomanien est bien définie grâce à l'abondance des faunes d'ammonites (Juignet, 1974 ; Juignet et Kennedy, 1976 ; Robaszynski *et al.*, 1998).
- La biostratigraphie des dépôts turoniens et postérieurs est relativement imprécise. Les ammonites sont absentes, à l'exception de rares niveaux dans le Turonien. La biostratigraphie est essentiellement basée sur les foraminifères benthiques, les échinodermes et les inocérames (Bignot *et al.*, 1993, Monciardini, 1978). Celles-ci sont complétées par de nouvelles datations, sur la base des faunes de foraminifères benthiques (réalisées par la société Eradata).

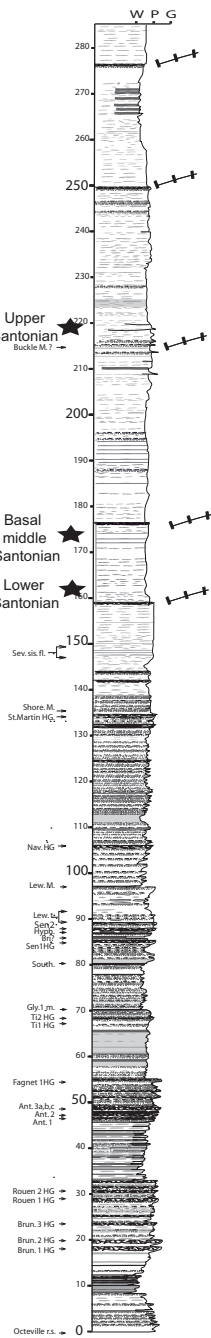
*Les différentes formations ainsi que les différentes données biostratigraphiques sont repositionnées sur la coupe de synthèse de l'intervalle Cénomanien-Campanien (figure 15).*

## STRATIGRAPHY

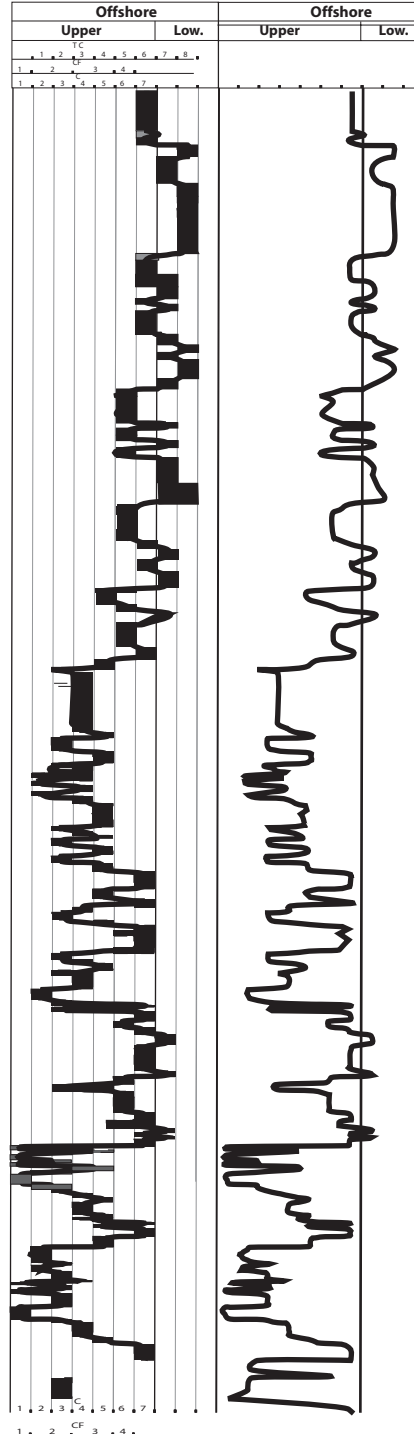
LITHO-				BIO-		STAGES	
Local		England equivalent		Composite macrofaunal zone	Ammonites		
Form.	Member	Form.	Member				
CRAIE DE WESTERVAL				Offaster pillula			CAMP.
CRAIE DE SOTTEVILLE		NEWHAVEN CHALK		Marsupites testudinarius		UPPER	SANTONIAN
				U. socialis (Infered)		?	
CRAIE DE VEUILLETES		SEAFORD CHALK		M. Coranginum		MIDDLE	
				?		LOWER	
CRAIE DE ST PIERRE EN PORT	CRAIE DE PETITES DALLES	LEWES NODULAR CHALK		M. decipiens		LOWER	CONIACIAN
	CRAIE D'ELETOT			M. normaniae		UPPER	
CRAIE DE SENNEVILLE				S. plana	no data	MIDDLE	
CRAIE DU VAL-ST-NICOLAS		NEW PIT MARLS		T. lata	Subprionocylus neptuni	UPPER	TURONIAN
CRAIE DE FÉCAMP	CRAIE DU CAP FAGNET	HOLLYWELL NODULAR CHALK		M. labiatus	Mammites nodosoides	LOW.	
CRAIE DE ROUEN	CRAIE D'ANTWERP	ZIG-ZAG CHALK			M. gestlinianum	UP.	
CRAIE GLAUCONIEUSE		WEST MELBURY MARLY CHALK			Acanthoceras jukesbrownei	MIDDLE	CENOMANIAN
					A. rhotomagensis	UPPER	
					Mantelliceras dixonii	LOWER	
					Mantel. mantelli		
					Neceras		

 Incertitude      Mise en place de géométries en ondulation  
 Infered

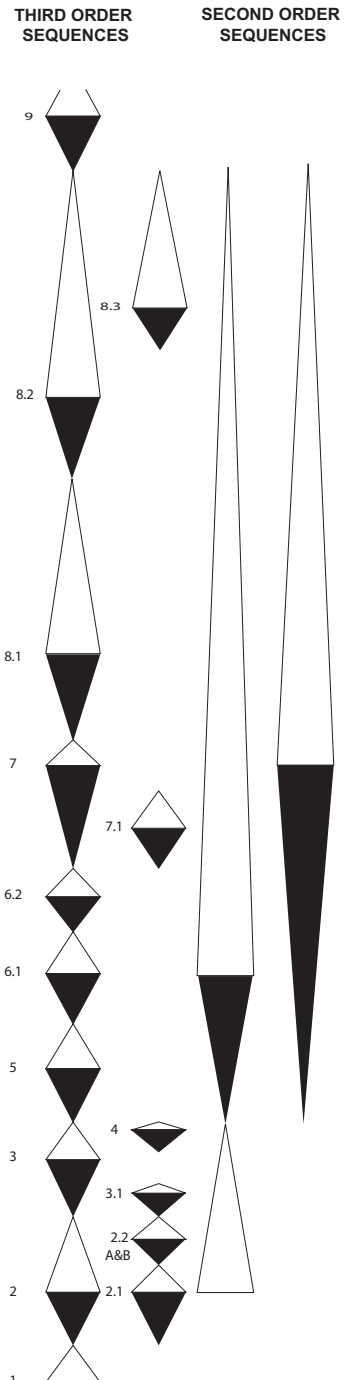
FÉCAMP  
CAP D'AILLY  
SECTION



## SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION



## SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK



**Figure 15: Coupe de synthèse regroupant les logs St Jouin- Tilleul et Fécamp-Cap d'Ailly. L'évolution du milieu de dépôt ainsi que le découpage séquentiel au deuxième et troisième ordre sont figurés. Les numéros des séquences sont utilisés dans les différentes figures illustrant les affleurements étudiés. Le découpage au troisième ordre situé à gauche correspond à celui effectué à partir du log. Est également figuré entre les découpages au troisième et au deuxième ordre, un découpage à un ordre supérieur**

## ***Première Journée : les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen de Haute-Normandie.***

---

### ***Arrêt 1 : Coupe de St Jouin-Bruneval.***

Ce premier arrêt est consacré à l'étude de la **coupe de référence du Cénomaniens** de Haute-Normandie. La lithostratigraphie et les niveaux repères de cet intervalle sont présentés sur la figure 16. La biostratigraphie de cet intervalle est bien définie grâce à l'abondance des faunes d'ammonites (figure 16).

Nous étudierons la partie inférieure et moyenne de cet intervalle correspondant aux formations de la Craie Glauconieuse et de la Craie de Rouen. L'objectif principal de cet arrêt est **d'illustrer le modèle de faciès de la Craie cénomaniens** à travers l'observation des différents cycles sédimentaires (figure 16), et de leurs caractéristiques (concentrations de bioclastes, faciès en dépôt, surfaces d'arrêt de sédimentation). Enfin, nous montrerons une application de ce modèle de faciès à travers la réalisation d'un découpage séquentiel de cette coupe (figure 17).

Pour des raisons d'accessibilité, les observations peuvent être réalisées sur deux coupes contiguës (la coupe du terminal d'Antifer et la coupe de St Jouin-Bruneval).

La coupe de St Jouin-Bruneval débute 100m environ à l'ouest de l'embarcadère. Les premiers faciès rencontrés en base sont des faciès distaux de type C7, caractérisés par une alternance de craie argileuse fine (faciès DF5 de texture wackestone) et de softgrounds plus ou moins marqués, représentés par des niveaux de silex. Ces cycles s'empilent en groupes de cycles, par séries de quatre voir cinq, dans lesquels les épaisseurs des termes en dépôt et la maturité des surfaces d'arrêt de sédimentation varient selon la position des cycles élémentaires à l'intérieur des groupes de cycles (planche 5). Ce type d'enregistrement sédimentaire, en particulier la mise en bancs observée, pourrait correspondre à un enregistrement des variations des paramètres orbitaux de la terre (cycles de Milankovitch). A l'intérieur de ces grands cycles, le dernier cycle élémentaire (C6) montre la surface d'arrêt de sédimentation la plus prononcée (planche 5). Elle est représentée par un hardground à silex (HG4) dont les caractéristiques (absence de figure d'érosion et présence à son sommet d'éponges entières préservées) montre une mise en place sous un hydrodynamisme faible. En conséquence, ce type de surface est interprétée comme un hardground formé à une bathymétrie relativement forte.

En montant le long de la coupe, en revenant vers l'embarcadère et en passant à l'Est de celui-ci, on observe des faciès de plus en plus proximaux, marqués par une installation rapide de faciès C4 puis par le passage à des faciès très proximaux (C1) au niveau des hardgrounds Bruneval 1 et 2 (planche 6 et figure 16 pour positionnement). Cette évolution montre une tendance à la diminution de profondeur confirmée par les arguments paléocéologiques au niveau des faciès C1. Les oursins rencontrés (principalement *Catopygus* et de *Praemicraster*) traduisent un milieu peu profond, intermédiaire entre circalittoral inférieur et supérieur.

La suite de cette coupe est plus facilement observable sur la coupe d'Antifer. L'intervalle allant jusqu'au hardground Rouen 2 est constitué principalement de faciès proximaux (figure 16). Les cycles rencontrés varient entre C2 et C4. Au dessus du hardground Rouen 2, on observe la réinstallation rapide de faciès distaux (C7). Les faunes d'oursins rencontrées, constituées uniquement d'*Holaster*, montrent un environnement profond, situé dans le circalittoral inférieur. Ces niveaux et les niveaux sus-jacents sont plus facilement observables dans la coupe de la valleeuse du Fourquet (Arrêt 1bis).

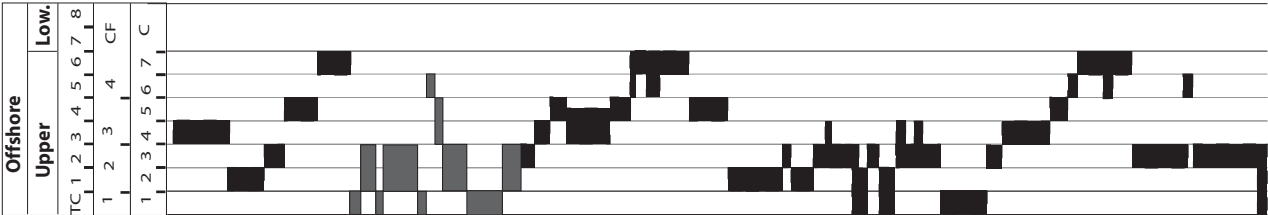
Le motif d'empilement des cycles sédimentaires permet de définir le découpage séquentiel de cette partie du Cénomaniens (figure 17).



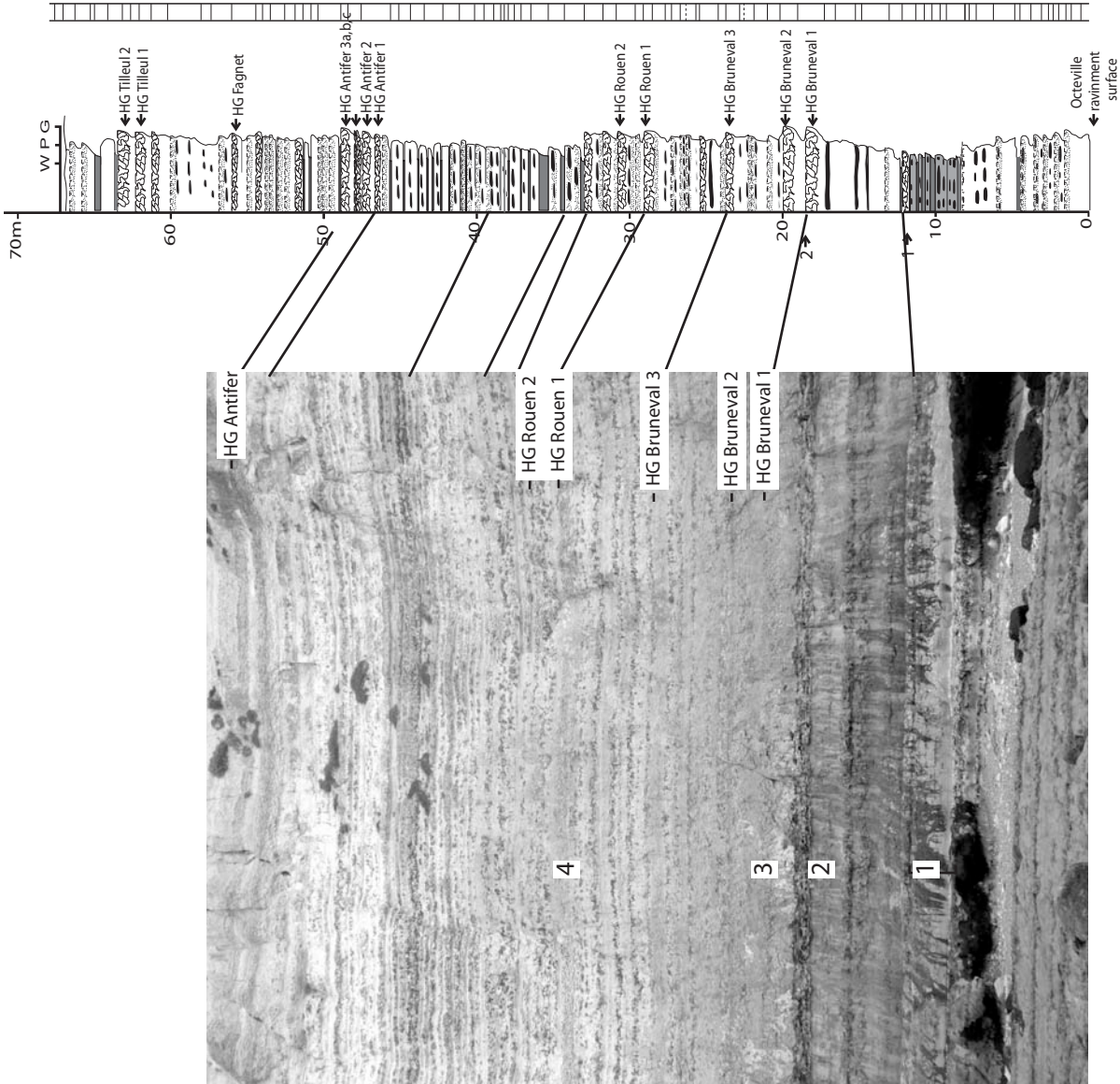
STRATIGRAPHY

LITHO.	BIO.	STAGES
Local	Ammonites zones	
England		
CRAIE DU VAL ST NICOLAS	Collignoceras woolgari	TURNIAN CON.
CRAIE DU CAP FAGNET	Mammites nodosoides	LOWER
CRAIE D'ANTIFER	N. judii Magistrianum	UPPER
CRAIE DE ROUEN	Acanthoceras jukesbrowni	MIDDLE
CRAIE GLAUCONIEUSE	Mantelliceras dixoni	CENOMANIAN
CRAIE WEST MELBURY	Mantelliceras mantelli	LOWER

SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION



St Jouin-Tilleul section



Craie Glauconieuse  
Craie de Rouen  
Craie d'Antifer

Figure 16: Stratigraphie de la coupe St Jouin-Bruneval, position (1 à 4) des cycles illustrés sur les planches 5 à 7 et habillage en faciès de la coupe St Jouin-Bruneval.

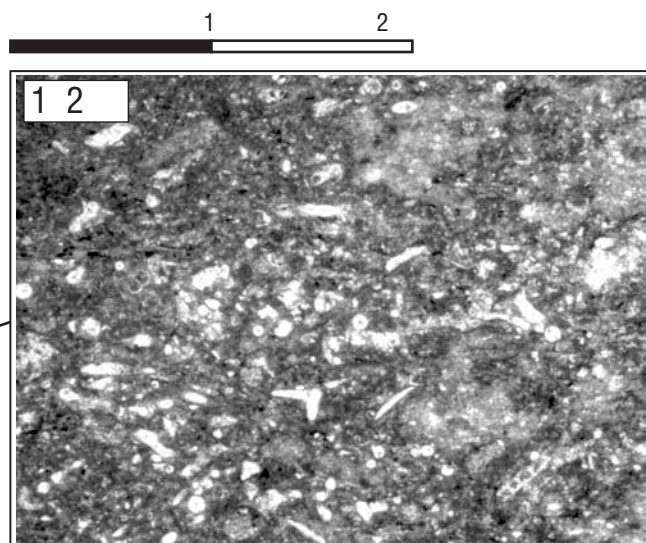
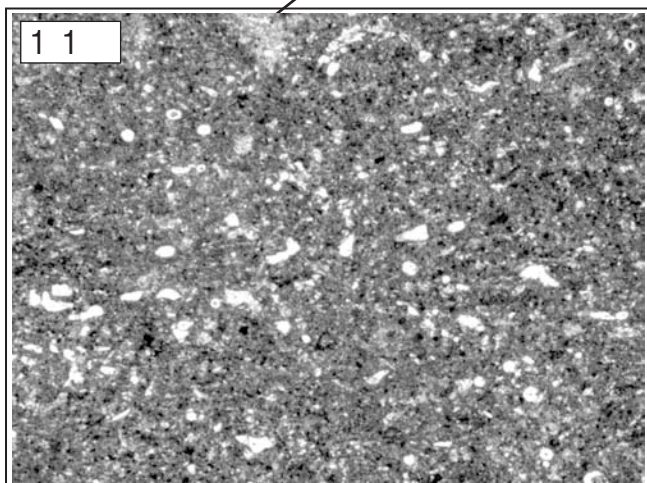
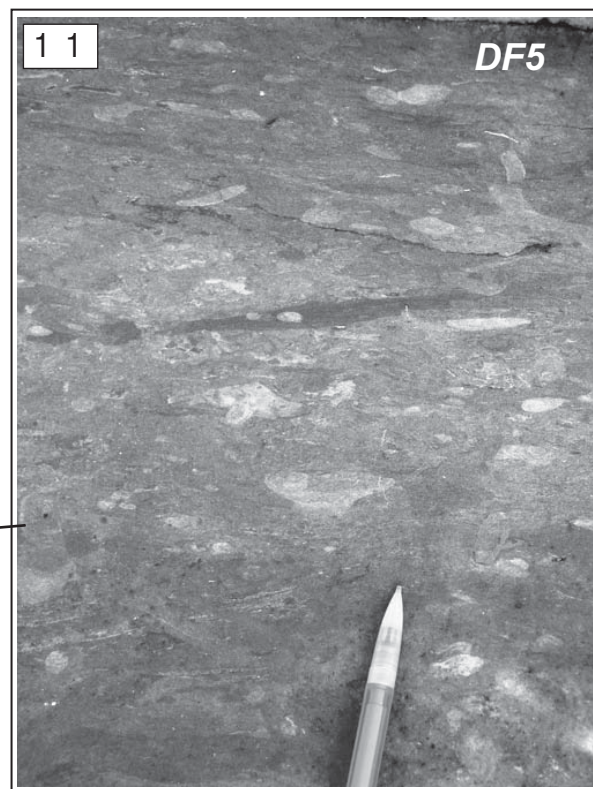


Planche 5: Dépôts distaux de la base de la coupe de Bruneval (position indiquée (1) sur la figure 18).

1: Empilement de cycles de type C7 se terminant par un cycle C6 dont la surface d'arrêt de sédimentation sommitale correspond à un hardground HG4.

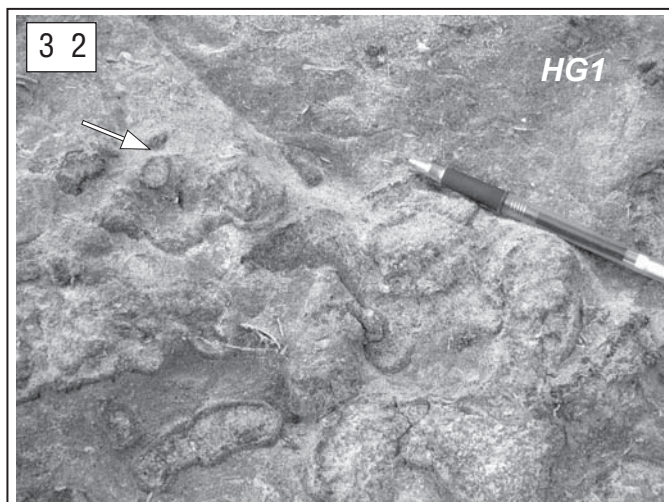
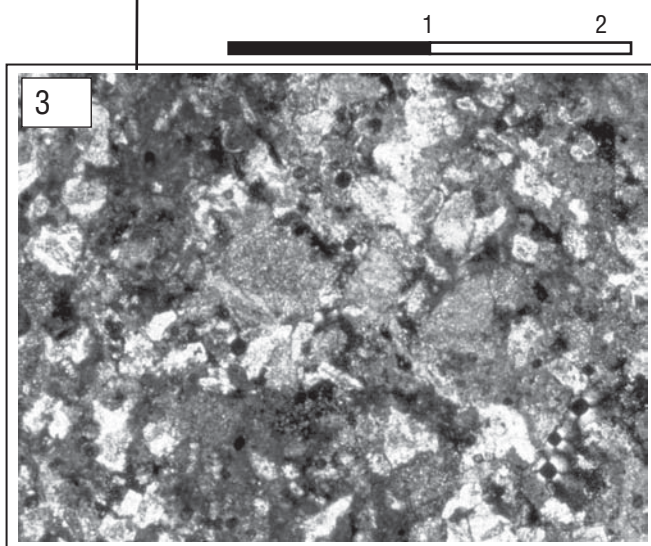
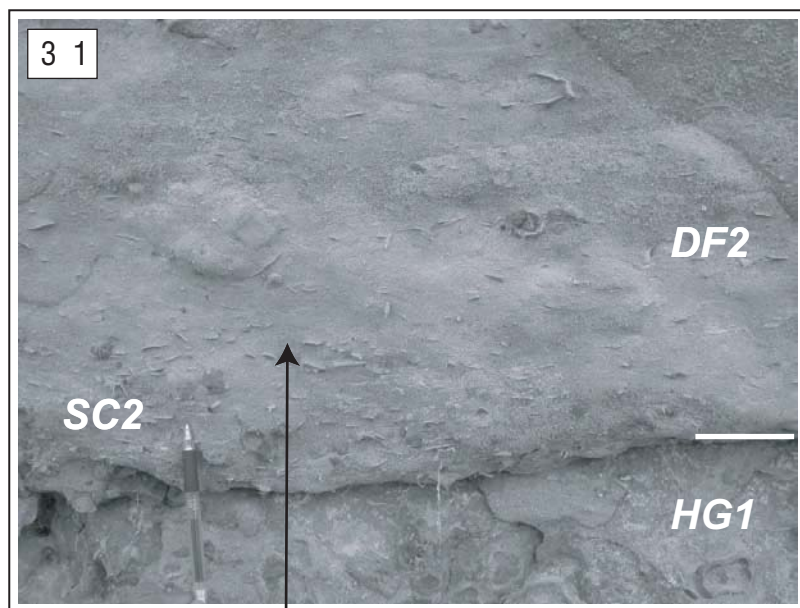
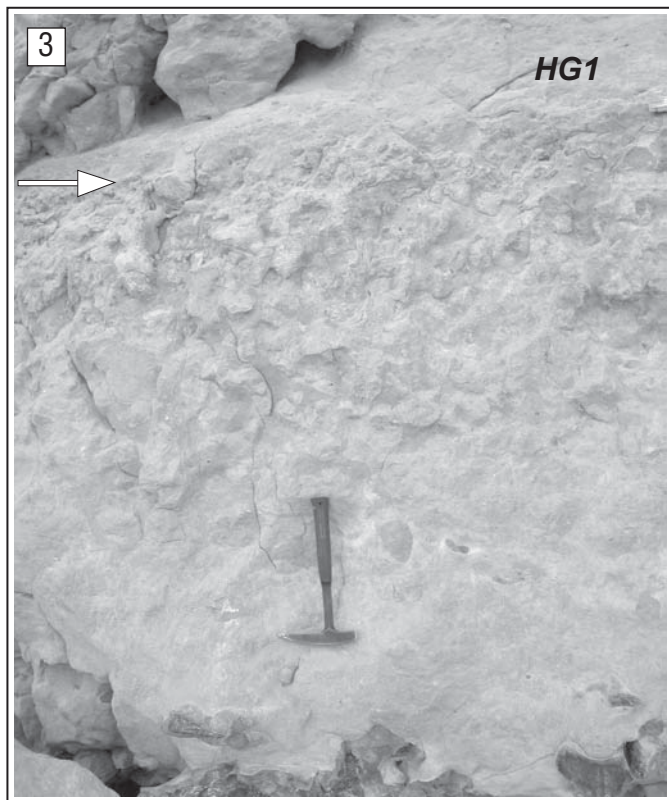
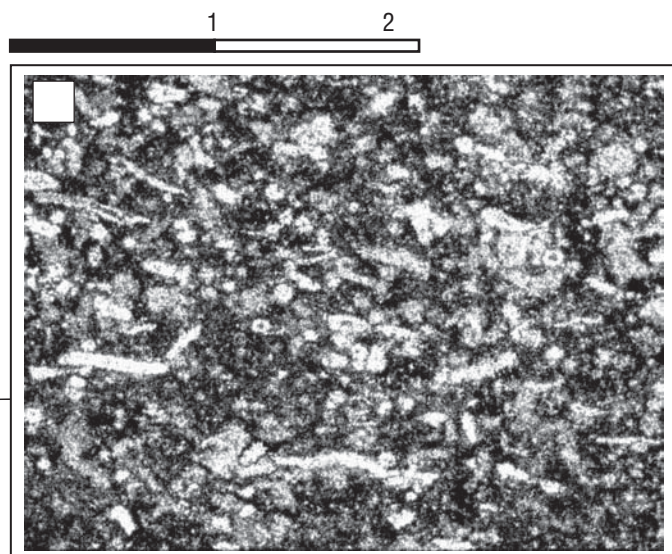
1.1: Terme en dépôt (DF5) caractéristique de ces cycles.

1.1.a: Microfaciès caractéristique de ces termes en dépôt, wackestone à spicules d'éponges.

1.2: Vue sommitale d'un hardground HG4. Remarquer les nombreux restes de squelettes d'éponges. Ce hardground est situé immédiatement sous la photo 1.

1.2.a: Microfaciès caractéristique de ce type de hardground, wackestone à wackestone-packestone à spicules d'éponges abondantes, comprenant également quelques foraminifères.





**Planche 6: Faciès intermédiaires et proximaux du Cénomanien (points 2 et 3 de la figure 14).**

**2: Concentration de bioclastes SC3.**

2.a: Microfaciès correspondant.

**3: Cycle de type C1.**

3.1: Concentration de bioclastes SC2 associée à ce type de cycle.

3.a: Microfaciès caractéristique de ces concentrations de bioclastes.

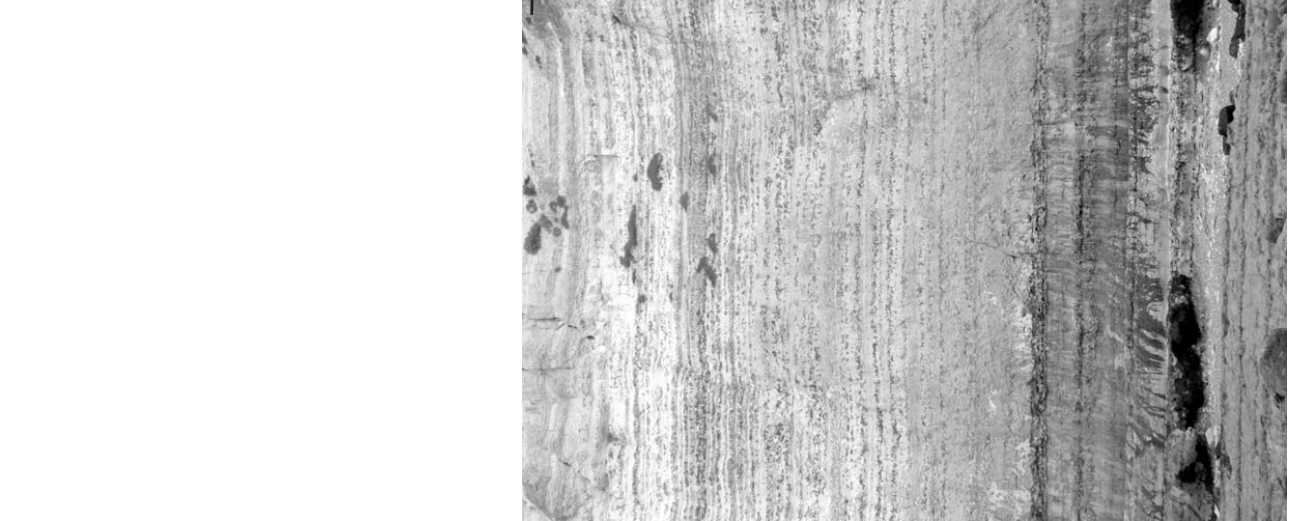
3.2: Zoom sur un harground HG1 à l'intérieur de ces cycles.



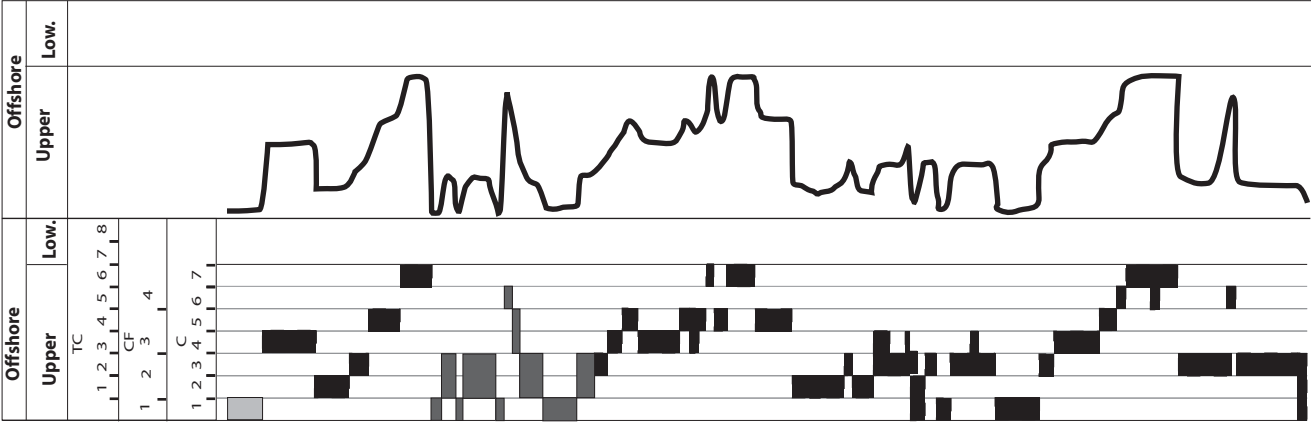
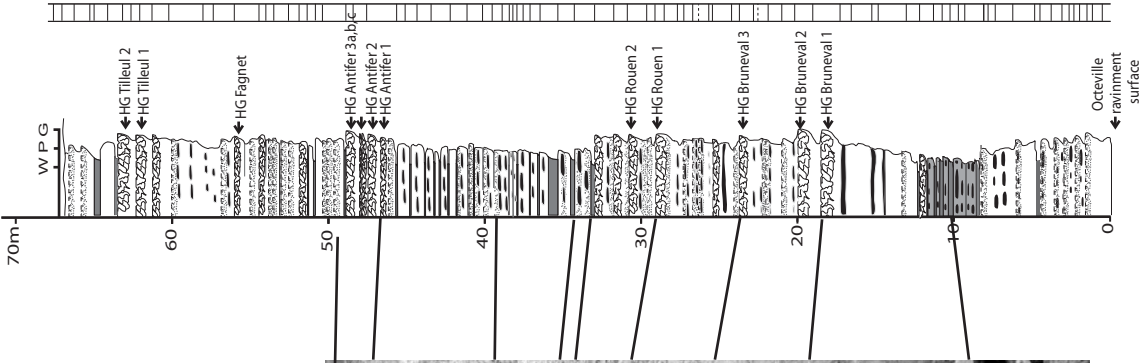
SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

STRATIGRAPHY



St Jouin-Tilleul section



LITHOSTRATIGRAPHY		BIOSTRATIGRAPHY		STAGES
Local	England	Ammonites zones		
CRAIE DU VAL ST NICOLAS	NEW PIT CHALK	Collignoceras woolgari		MIDDLE TURONIAN CON.
CRAIE DU CAP FAGNET	HOLYWELL NODULAR CHALK	Mammites nodosoides		LOWER
CRAIE D'ANTIFER	M. ROCK PMARLS	Mammites nodosoides		UPPER
CRAIE DE ROUEN	ZIG-ZAG CHALK	Acanthoceras jukesbrowni		MIDDLE
CRAIE GLAUCONIEUSE	WEST MELBURY MARLY CHALK	Mantelliceras dixoni		LOWER

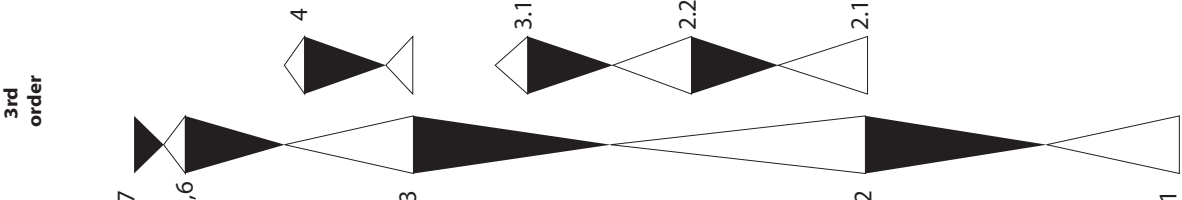


Figure 17: Mode d'empilement des cycles sédimentaires, variations de milieu de dépôt et découpage séquentiel de la Coupe St Jouin-Bruneval.

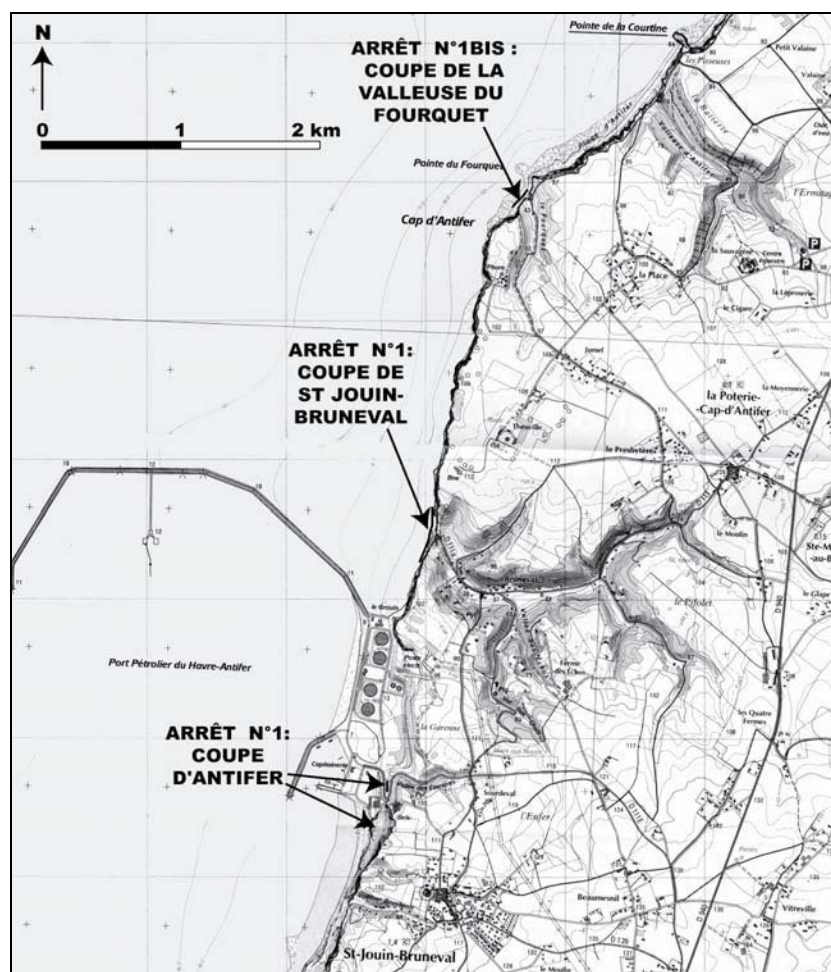
## **Première Journée : les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen de Haute-Normandie.**

### **Complément :**

#### **Arrêt 1bis : Coupe de la Valleeuse du Fourquet.**

Cette coupe située au Nord-Est de la Coupe de St Jouin-Bruneval, à proximité du Cap d'Antifer permet d'observer de façon satisfaisante les dépôts de la partie supérieure du Cénomaniens. Elle débute au dessus du hardground Rouen sur lequel s'arrêtaient les coupes de St Jouin-Bruneval et du terminal d'Antifer. Cette coupe traverse les formations de la Craie de Rouen et de la Craie de Fécamp (figure 18). Cette dernière formation n'affleure dans des conditions satisfaisantes pour une étude de sédimentologie de faciès que dans sa partie inférieure qui correspond au membre de la Craie d'Antifer.

Les faciès proximaux de la base de la Craie de Rouen observés dans les coupes précédentes sont visibles sur le platier à l'Est de la vallée. Ils passent rapidement à des faciès distaux (C7) contenant des niveaux très fossilifères à nombreux échinodermes et ammonites. Les échinodermes rencontrés (*Holaster*) confirment un milieu de sédimentation profond, situé dans le domaine infralittoral inférieur. Au dessus de ce niveau, l'essentiel des cycles rencontrés alternent entre C5, C6 et C7. Ils montrent, comme à la base de la coupe de St Jouin-Bruneval, une organisation par grands cycles constitués de 4 à 5 cycles élémentaires suggérant un enregistrement des cycles de Milankovitch. La coupe enregistre ensuite une légère tendance régressive marquée par le passage à des cycles C4. Elle est suivie d'une légère transgression. Le sommet de la Craie de Rouen enregistre une nouvelle tendance régressive, marquée par le passage à des cycles C4, puis à l'intérieur de la Craie de Fécamp, aux cycles proximaux (CF1) du deuxième modèle de faciès (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur). Cette tendance régressive est confirmée par la présence de *Discoides*, échinides irréguliers caractéristiques de la limite circalittoral-infralittoral.



**Carte 1 : Position des différents affleurements constituant la coupe de synthèse du Cénomaniens**

SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

STRATIGRAPHY

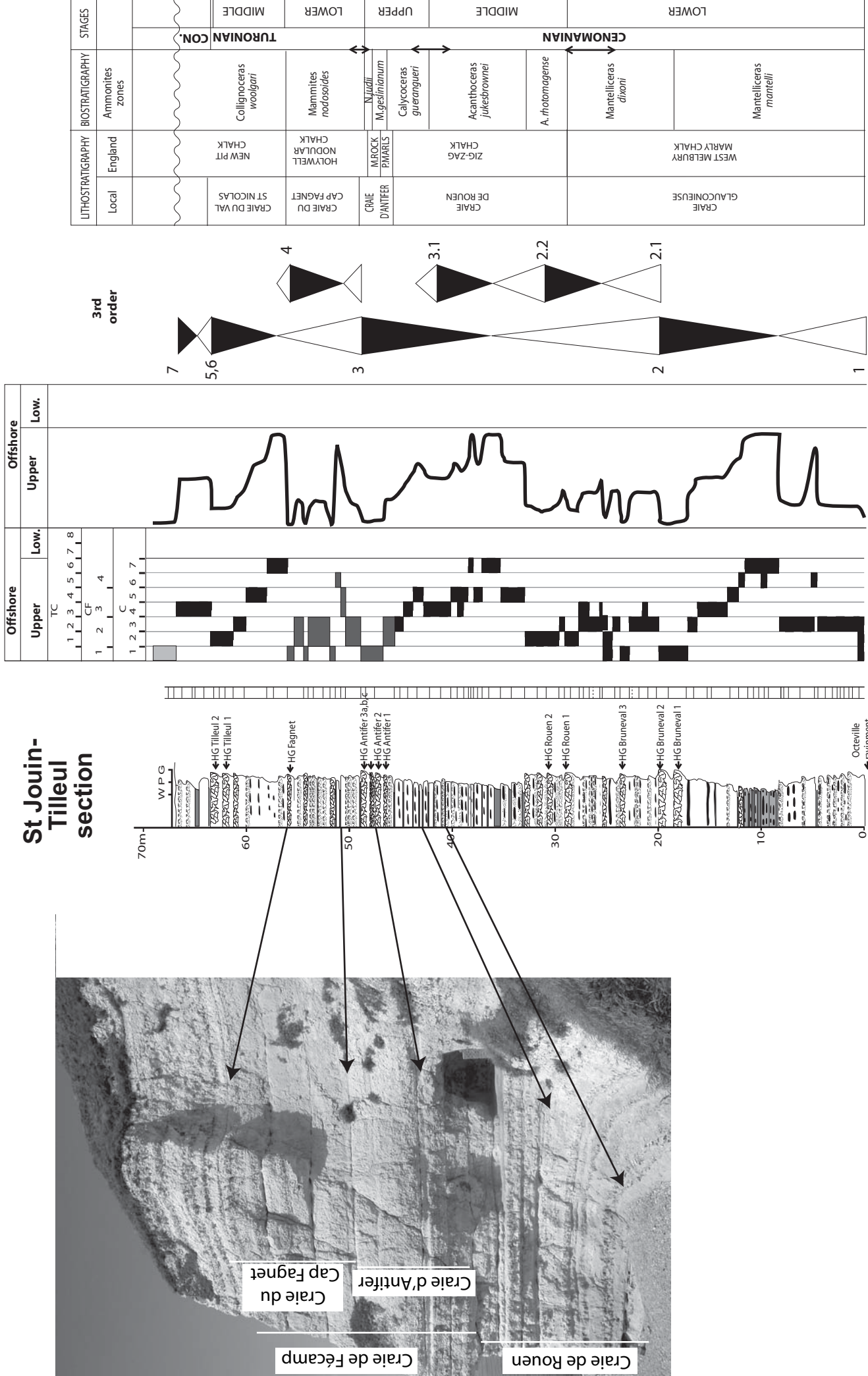


Figure 18: Mode d'empilement des cycles sédimentaires, variations de milieu de dépôt et découpage séquentiel du sommet de la Coupe de St Jouin Bruneval.



## **Première Journée : Les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen de Haute-Normandie.**

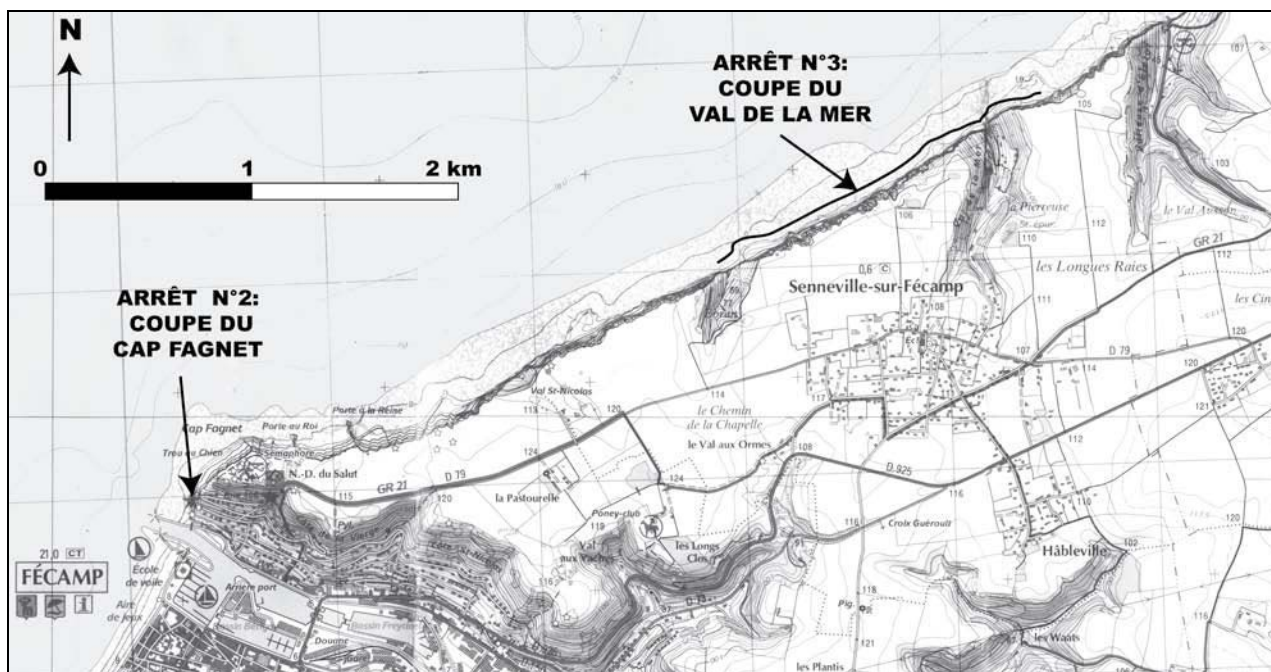
### **Arrêt 2 : Cap Fagnet, Fécamp N49°45'57,6" ; E.00°21'56,4".**

La coupe observée se situe à l'extrémité Est du Port de Fécamp, elle se continue vers l'Est par la coupe de Senneville qui constituera le troisième arrêt (Carte 2).

Cet arrêt permet d'observer les dépôts de l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, et donc d'illustrer le modèle de faciès correspondant à cet intervalle. Ces dépôts, auxquels nous proposons d'attribuer le nom de Formation de la Craie de Fécamp (figure 19), sont marqués par une très forte condensation des dépôts. Ils passent verticalement, de façon brusque, aux faciès moins condensés, plus fins et riches en silex de la formation du Val-St-Nicolas (Turonien moyen).

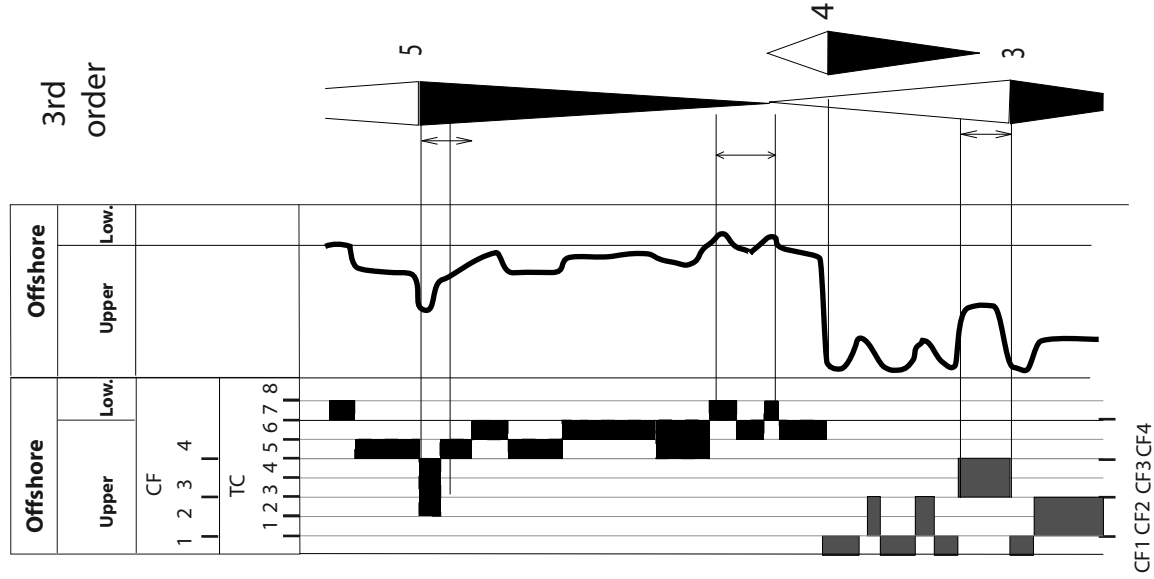
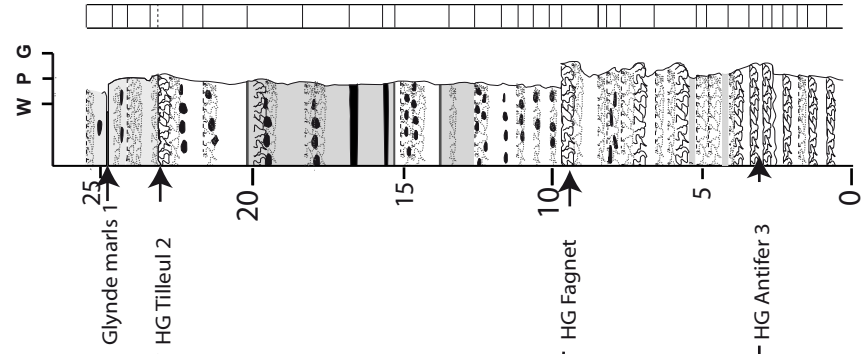
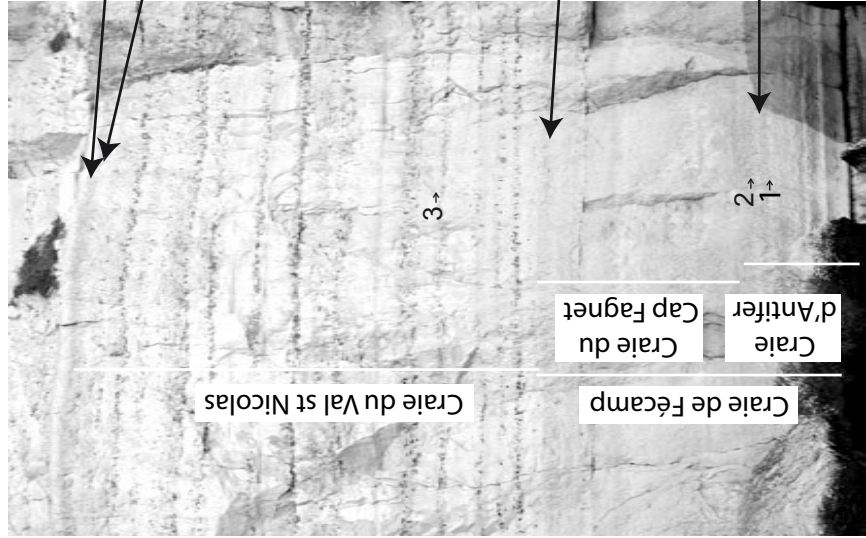
Cet arrêt permet d'observer les dépôts les plus proximaux du modèle de faciès de l'intervalle Cénomaniens supérieur –Turonien inférieur. Ces dépôts (planche 7) sont marqués par une granulométrie moyenne (silt à sable fin), une texture bien triée (principalement packstone), des surfaces d'arrêt de sédimentation fréquemment tronquées formées sous une dynamique érosive importante. Les faunes d'oursins rencontrées (Bolbaster et Discoïdes) montrent que ces cycles correspondent à un domaine situé entre l'infralittoral et le circalittoral.

Le passage aux dépôts supérieurs est marqué par une transition brutale vers des faciès très fins (planche 7) correspondant aux faciès distaux du modèle de faciès de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien inférieur. Cette transition marque un approfondissement majeur au début du Turonien moyen (figure 20).



**Carte 2 : Position des coupes des arrêts 2 et 3.**

Cap Fagnet section



CENO.			TURONIAN				STAGES
			MIDDLE				
<div>M.geslini.</div> <div>N.judii</div>	<div>M.Labiatus</div>		<div>C.Woolgari</div>			<div>Ammonites zone</div>	BIO-
			<div>T.Lata</div>			<div>Composite macrofaunal zone</div>	
<div>CRAIE DE FÉCAMP</div> <div>CRAIE DU VAL ST NICOLAS</div> <div>CRAIE DE SENNEVILLE</div>	<div>NEWHAVEN CHALK</div>				<div>England equivalent</div>	LITHO-	
	<div>HOLYWELL</div>						
	<div>CRAIE D'ANTIFER</div> <div>CRAIE DU CAP FAGNET</div>			<div>Members</div>	<div>Local</div>		
	<div>Formations</div>						

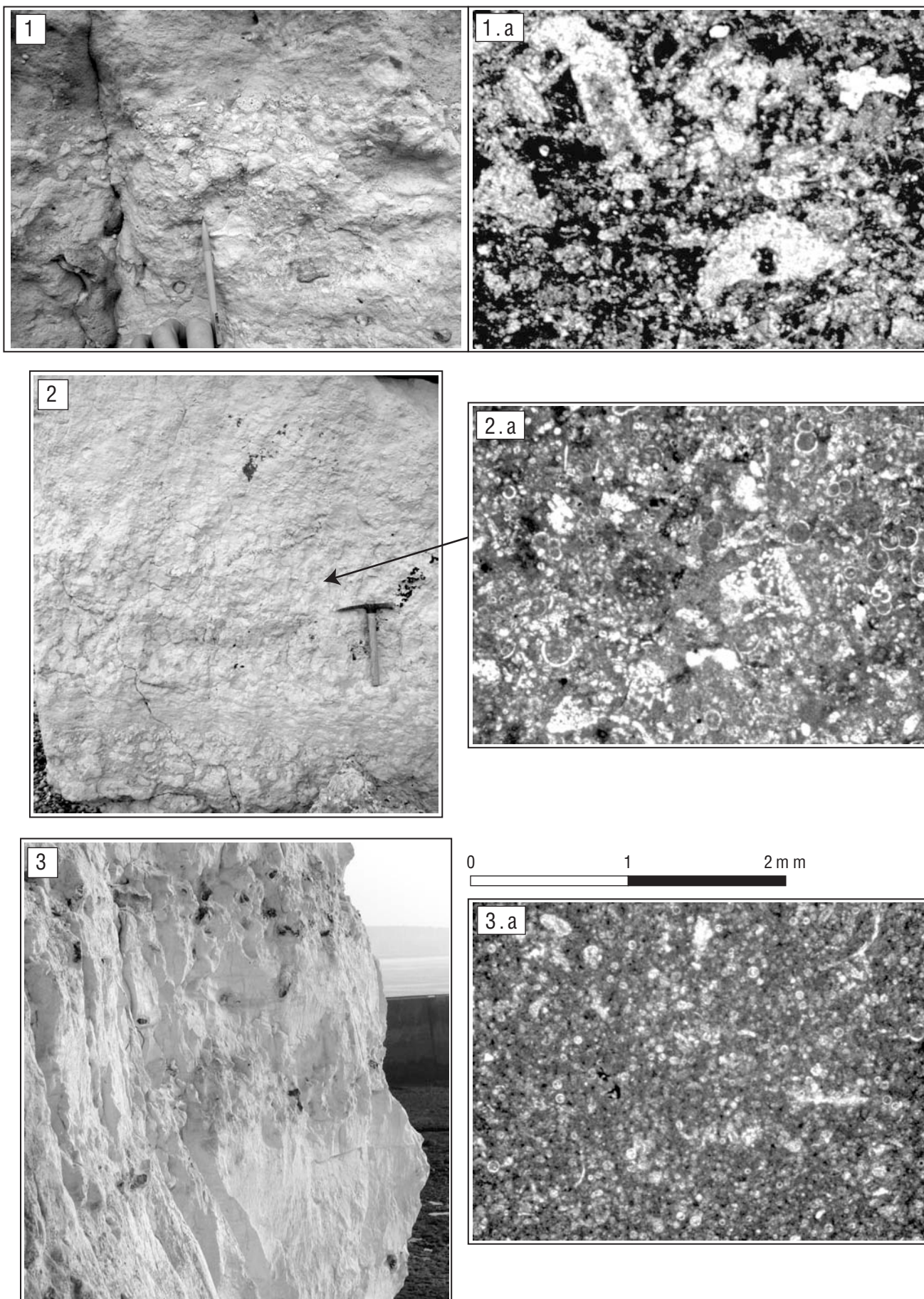
SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

STRATIGRAPHY

Figure 19: Stratigraphie, habillage en faciès et découpage séquentiel de la Coupe du Cap Fagnet.





**Planche 7: Illustration des faciès de la Coupe du Cap Fagnet.**

**1: Cycle CF1, à hardground HG3a (remarquer les nombreux clastes).**

1.a: Microfaciès des dépôts immédiatement sus-jacents au hardground (type DF2).

**2: Cycle CF2 à hardground intermédiaire entre HG3b et HG4, au dessus d'un cycle CF1.**

2.a: Microfaciès des dépôts immédiatement sus-jacents au hardground (type DF3-4).

**3: Cycle TC6 (Craie du Val-St-Nicolas).**

3.a: Microfaciès des termes en dépôts de ces cycles (DF5).

## **Première Journée : Les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen de Haute-Normandie.**

---

### **Arrêt 3 : Val de la Mer, Senneville**

Cet arrêt permet d'observer les dépôts de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien inférieur.

La coupe débute 200 m environ à l'Ouest de l'escalier qui permet de descendre à la mer, et s'étend jusqu'à 100m environ à l'Est de celui-ci. Les premiers niveaux de cette coupe se situent quelques mètres environ au dessus de la coupe du Cap Fagnet.

La coupe observée traverse les **formations de Senneville et de St-Pierre-en-Port** (figure 20). Plusieurs niveaux repères, fréquemment utilisés pour établir une **stratigraphie évènementielle** de la Craie (Mortimore et Pomerol, 1987) y sont présents. Les principaux niveaux repères sont de bas en haut :

- Les **hardgrounds Tilleul 1 et 2** de Juignet et Breton (1998), qui forment la limite entre les formations de la Craie du Val-St-Nicolas et de la Craie de Senneville, et sur lesquels nous débuterons cette coupe.
- Un **niveau marneux** bien marqué, correspondant d'après Mortimore et Pomerol (1987) au niveau argileux d'origine volcanique (bentonites) **Glynde marls** de la stratigraphie évènementielle établie en Angleterre.
- Le **niveau de bentonites des marnes d'Eletot** (Juignet et Breton, 1998), assimilable au niveau **Southerham marls** (Amédéo et Robaszynski, 2001), bentonite identifiée en Angleterre ainsi que dans le Boulonnais.
- Un niveau caractérisé par une abondance importante de macrofaunes incluant de nombreux échinodermes et quelques ammonites (Juignet et Breton, 1998). Ce niveau (**S.neptuni event**) est d'après Amédéo et Robaszynski (2001) corréléable à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest.
- Les **hardgrounds Senneville 1 et 2** (Juignet et Breton, 1998).

Ces niveaux repères peuvent être utilisés pour la corrélation à l'échelle de l'ouest de la Haute-Normandie et à plus grande échelle pour les Southerham marls et le niveau S.neptuni event.

Cet arrêt permet d'illustrer les différents cycles du modèle de faciès de l'intervalle **Turonien moyen-Coniacien moyen**, depuis les dépôts distaux de la base de la coupe (faciès d'offshore inférieur TC7 et TC8, fins et pauvres en macrofaunes, planche 8), jusqu'aux faciès grossiers d'âge Turonien supérieur situés à proximité des Hardgrounds Senneville 1 et 2 (planche 9).

La répartition des faciès permet de définir les principales évolutions suivantes :

Au dessus du Harground Tilleul 2, se déroule une phase d'approfondissement dans des faciès d'offshore inférieur. L'essentiel de la Craie de Senneville correspond à des faciès d'offshore supérieur distal à offshore inférieur. Vers le sommet de cette formation, on observe une phase régressive qui culmine au niveau du Hardground Senneville 2 au niveau duquel s'installent les plus proximaux de l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien inférieur. Au dessus de ce minimum de profondeur, s'intercale un intervalle de faciès plus distaux (transgression) avant un nouveau minimum de profondeur (régression) visible au sommet de la coupe (Navigation hardground). Les dépôts sus-jacents, non atteignables sur cette coupe, traduisent une nouvelle phase régressive durant le Coniacien inférieur.

*Les coupes du Cap Fagnet et de Senneville permettent ainsi de dresser le cadre séquentiel, d'identifier les principales surfaces de la stratigraphie séquentielle (UN, FS et MFS) et les grandes tendances de l'intervalle Turonien-Coniacien inférieur. Ceci permettra de réaliser des corrélations entre les différentes coupes de cet intervalle sur le littoral de Haute-Normandie.*



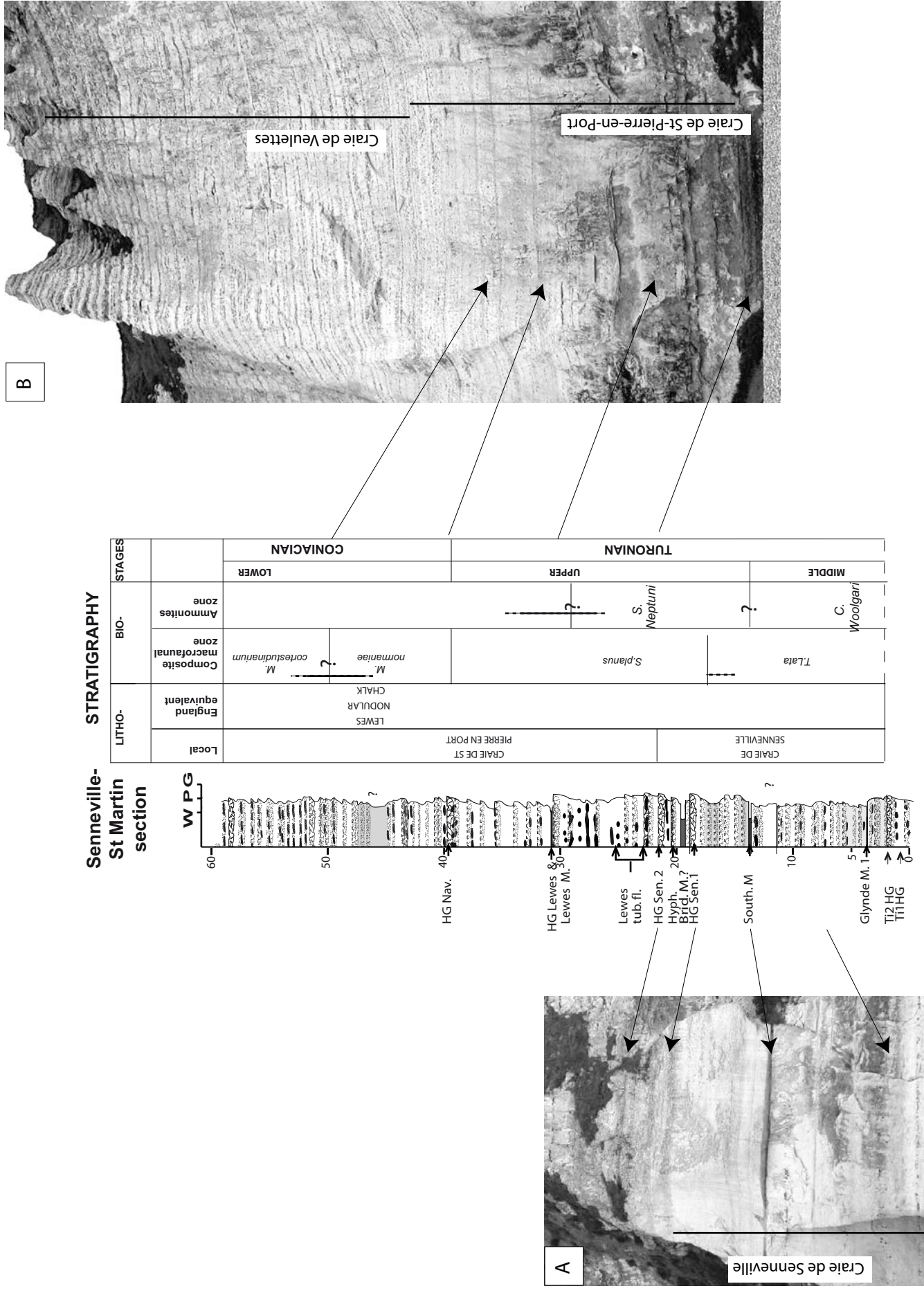


Figure 20: Stratigraphie de la coupe du Val de la Mer:  
A: Affleurement situé à l'Ouest de l'escalier (la coupe étudiée débute sous ces niveaux, plus à l'Ouest).  
B: Affleurement à l'Est de l'escalier.



# Senneville-St Martin section

## SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION

## SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

## STRATIGRAPHY

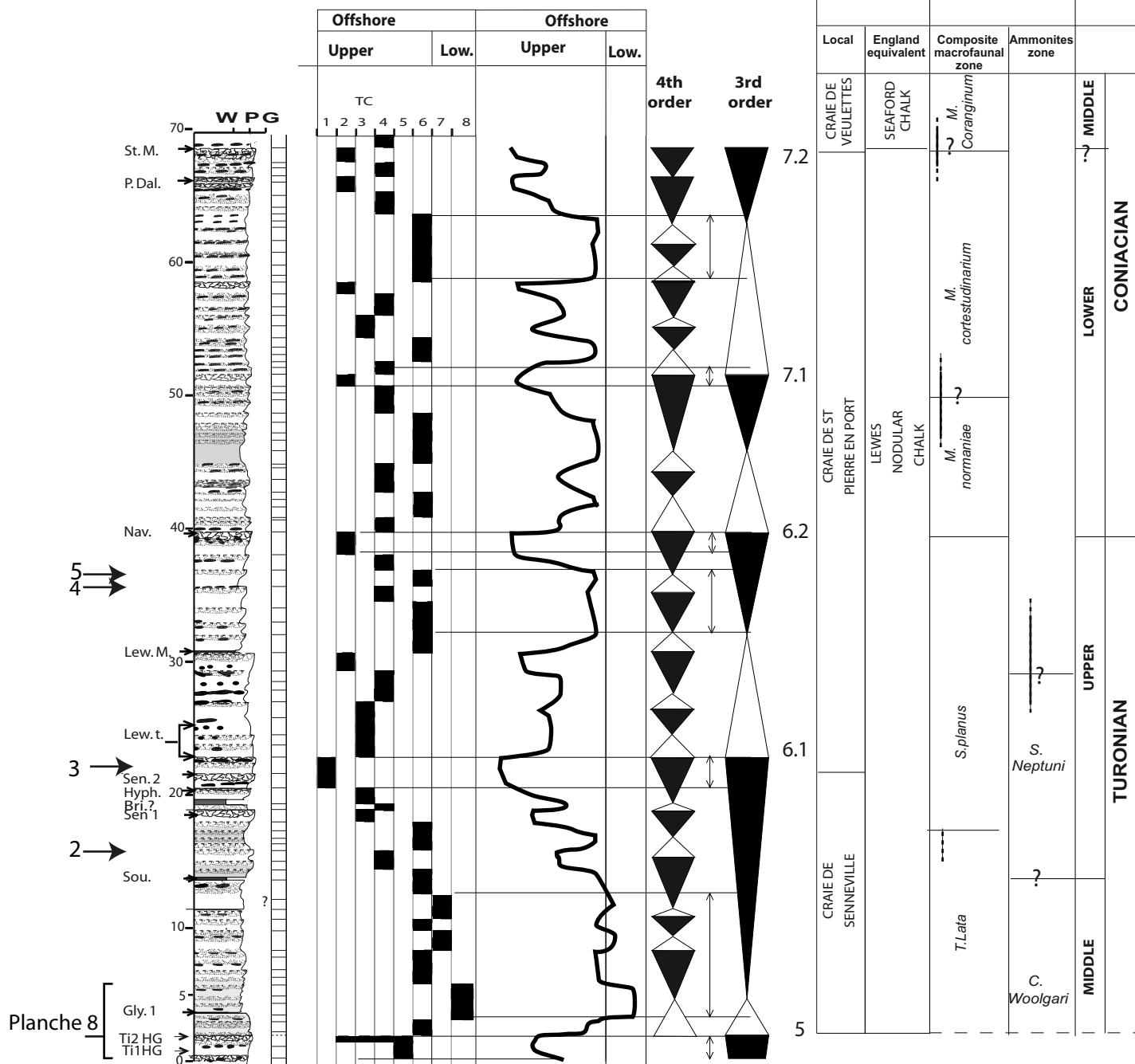
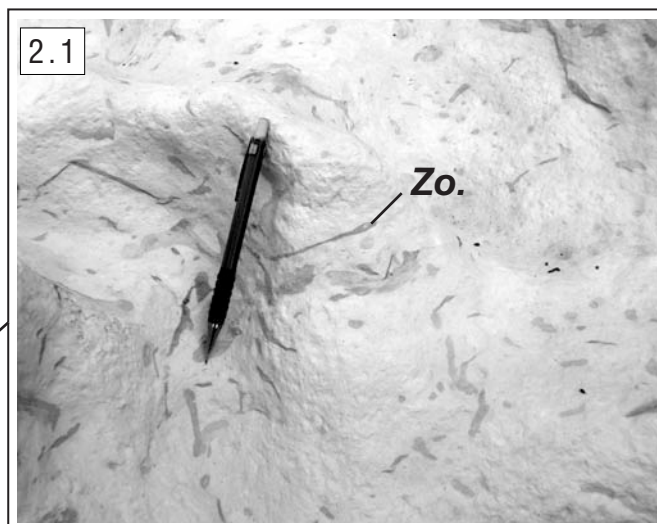
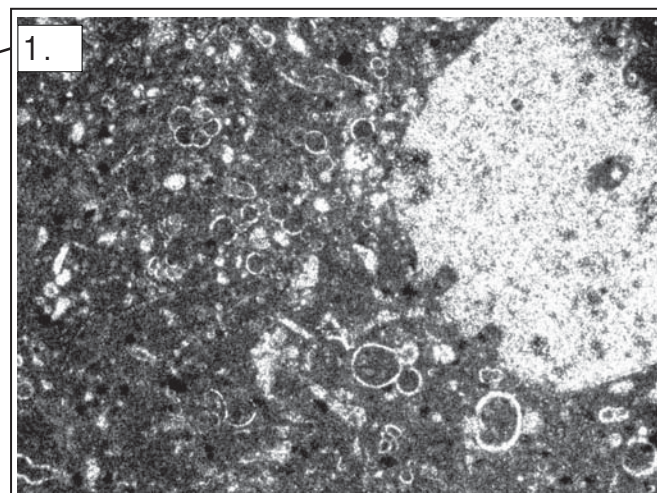
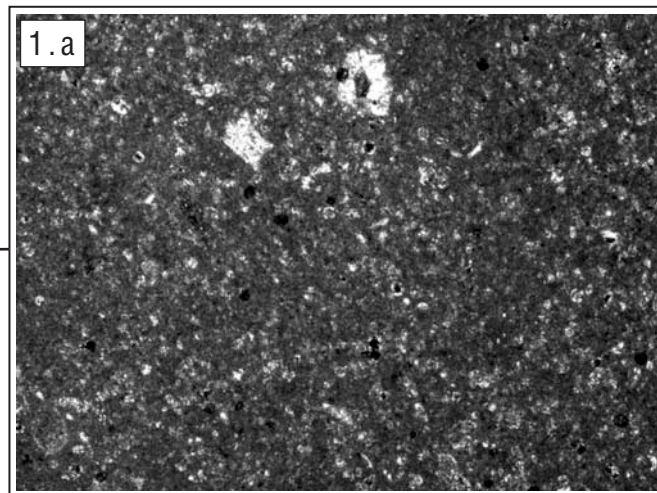
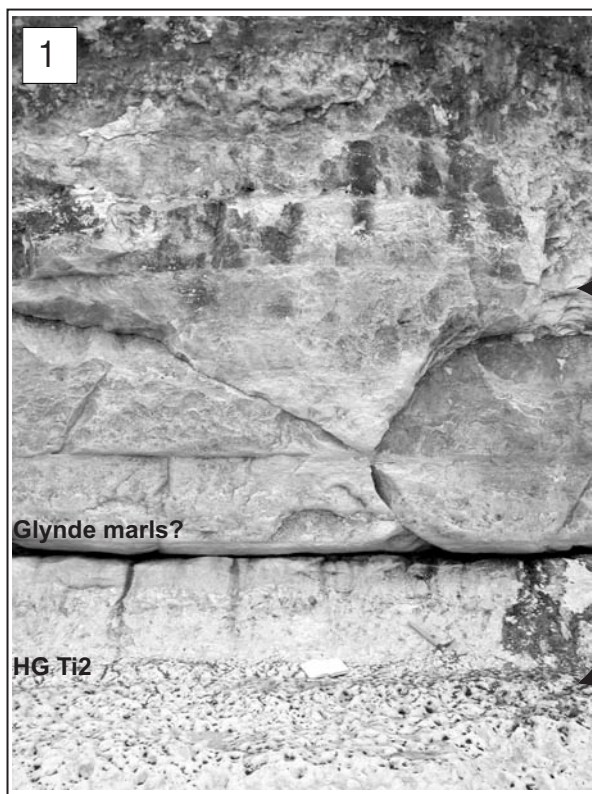


Figure 21: Position des illustrations de macro- et microfaciès, variations d'environnements de dépôt et découpage séquentiel de la coupe du Val de la Mer.



**Planche 8: Faciès rencontrés en base de la formation de Senneville (hardgrounds Tilleul et niveaux immédiatement sus-jacents) position sur la figure 19.**

**1: Hardground Tilleul 2 et niveaux immédiatement sus-jacents.**

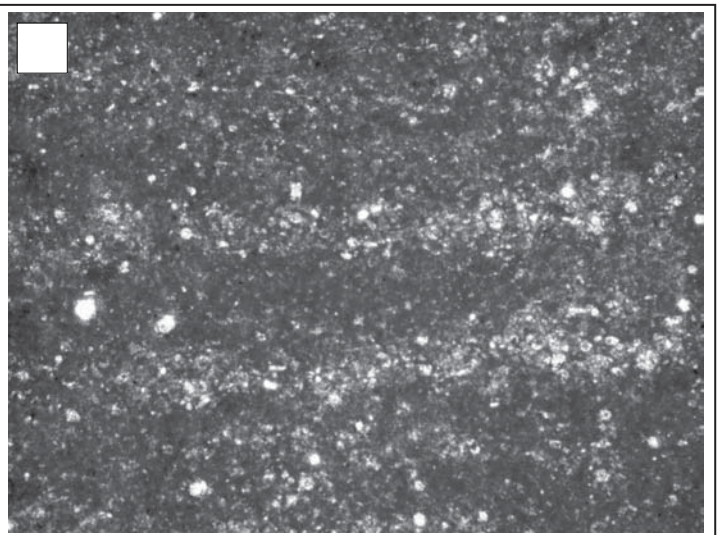
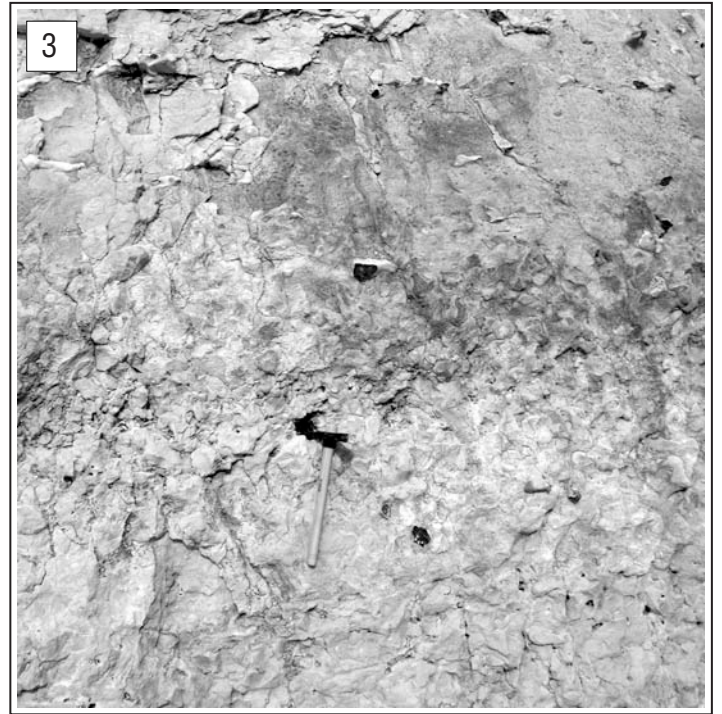
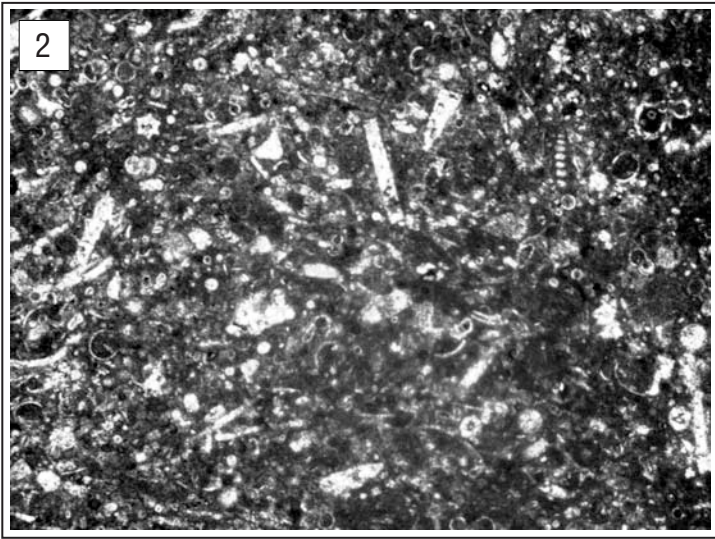
1.a: Microfaciès mudstone à l'intérieur d'un cycle de type TC8.

1.b: Microfaciès wackestone-packstone à foraminifères abondants et macrofaune corrodée, à l'intérieur du hardground Tilleul 2.

**2: Vue des hardgrounds Tilleul 1 et 2.**

2.1: Terme en dépôt (DF5-6) immédiatement sous-jacent au hardground Tilleul 1. Remarquer l'abondance de Zoophycos (Zo.).





**Planche 9: Faciès rencontrés au sommet de la formation de Senneville et dans la formation de St-Pierre-en-Port:**

**2: Microfaciès d'un cycle TC4 situé sous le hardground Senneville 1;**

**3: Hardground Senneville 1 & 2 (cycle TC1 à hardground érodé surmonté de clastes) et dépôts sus-jacents (cycle TC3);**

**4: Cycle TC3-4;**

**5: Microfaciès d'un cycle TC5, remarquer l'alignement des bioclastes en lamines.**

## ***Première Journée : Les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen de Haute-Normandie.***

### **Arrêt 4 : Coupe de Puys-Dieppe.**

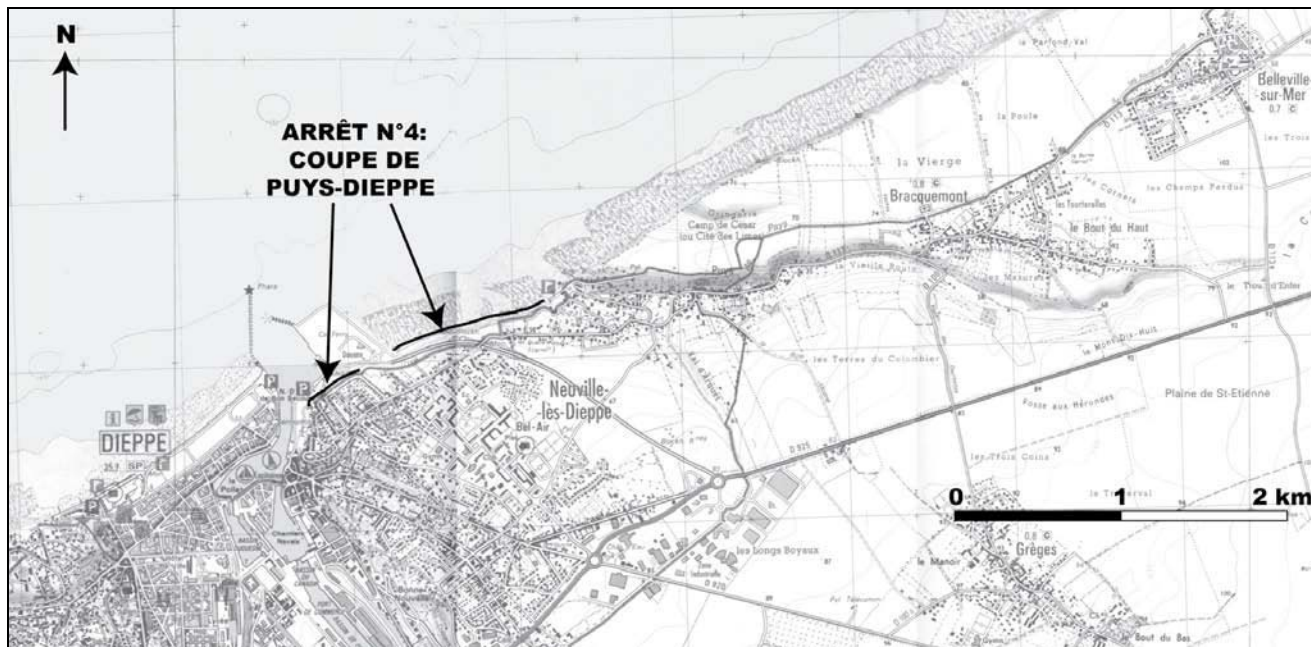
Cette coupe débute 100 m à l'Est de la plage de Puys et s'achève le long du port de Dieppe.

Elle correspond au sommet d'une grande coupe débutant à l'Ouest de la centrale de Penly qui traverse entièrement l'intervalle Turonien basal-Coniacien moyen.

Nous nous intéresserons à la partie sommitale de cette coupe, débutant dans des faciès indurés et correspondant au sommet de la Craie de Senneville et à la Craie de St-Pierre-en-Port (figure 22). Cet intervalle correspond approximativement à l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen.

Le principal objectif de cet arrêt est d'effectuer une corrélation entre cette coupe et la coupe précédente du Val de la Mer. Les faciès observés ainsi que les faunes d'oursins récoltées permettent en outre de compléter le modèle de faciès de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen. En particulier, elle permet d'illustrer les concentrations de bioclastes de type SC3 et les surfaces d'arrêt de sédimentation associées. En outre, les dépôts de la Craie de St-Pierre-en-Port présentent de beaux exemples de hardgrounds de type HG3b (planche 10).

La partie de la coupe étudiée montre deux minima de profondeur séparés par un maximum de profondeur à la fin du Turonien supérieur. Ces variations sont corrélables avec celles mises en évidence dans la coupe de Senneville.



**Carte 3 : Position des affleurements de la coupe de Puys-Dieppe.**



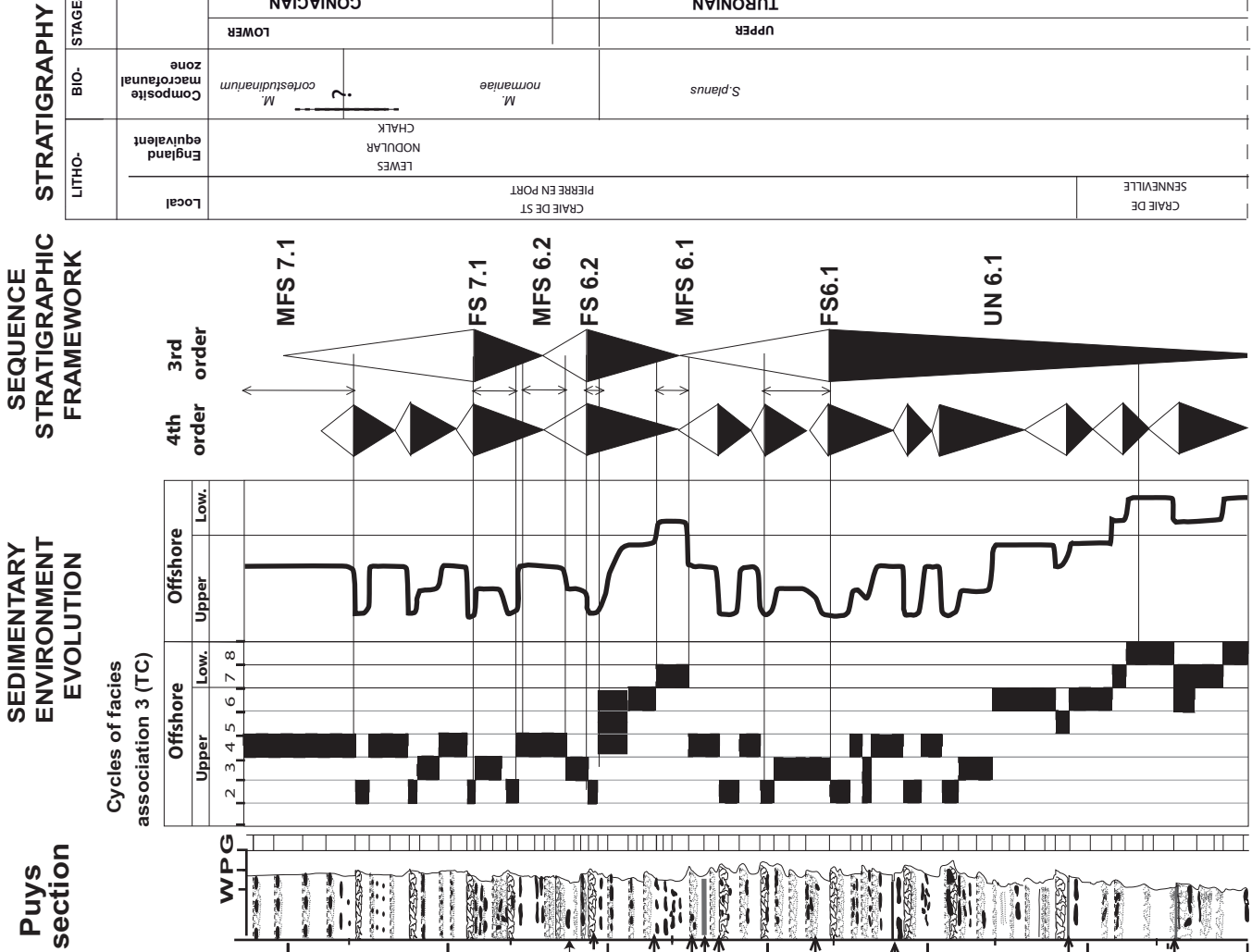
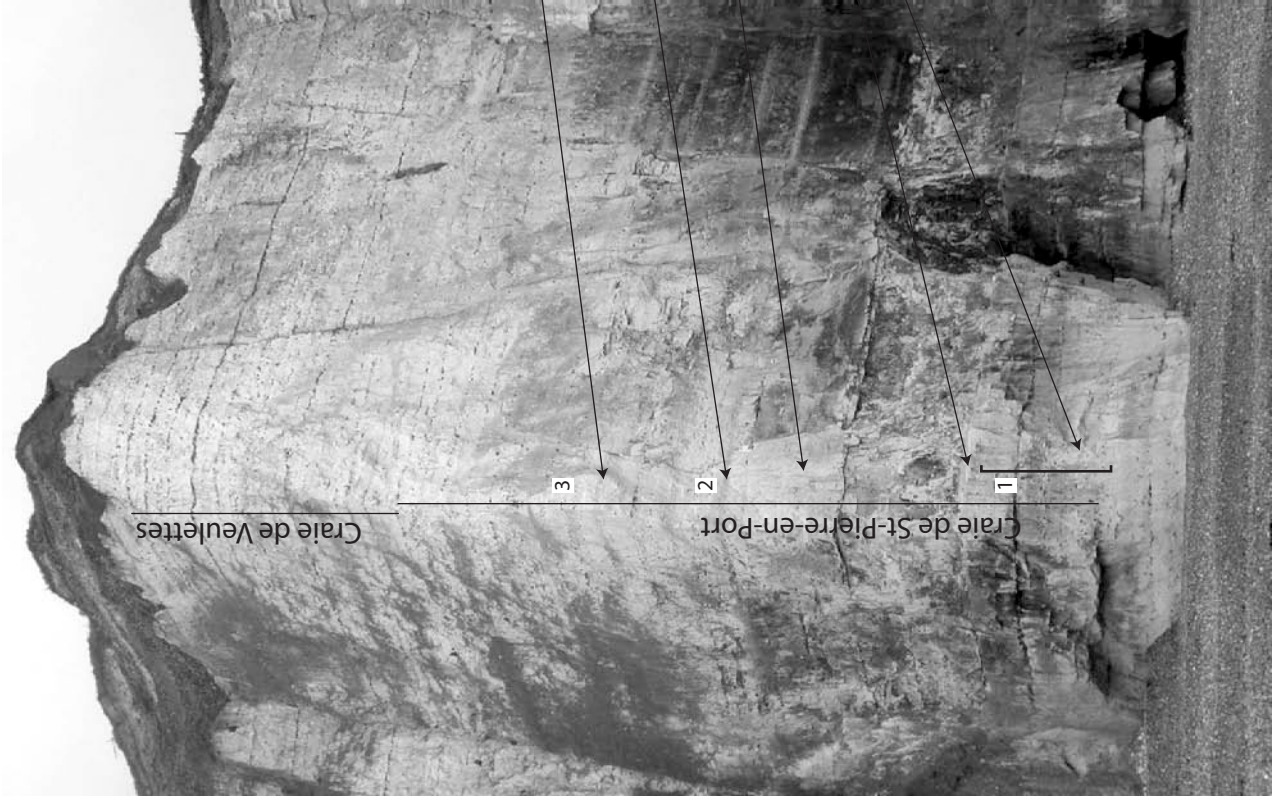
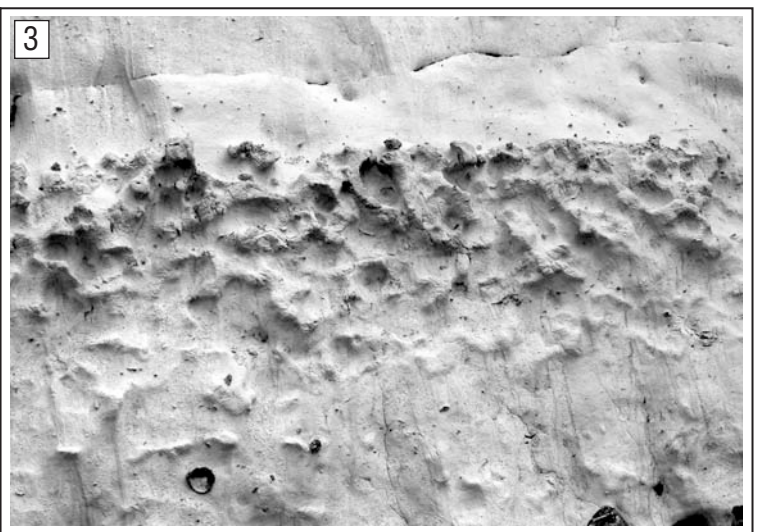
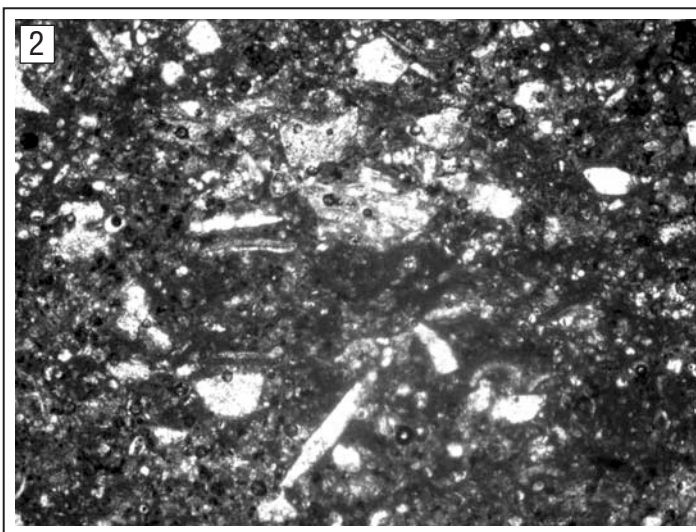
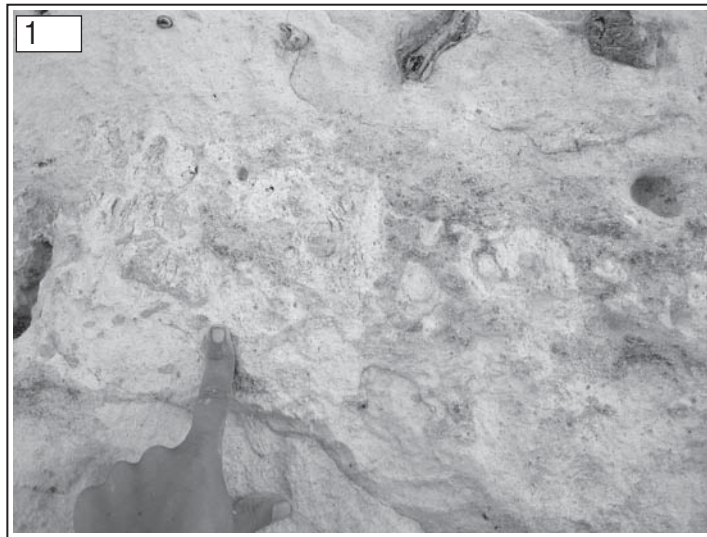
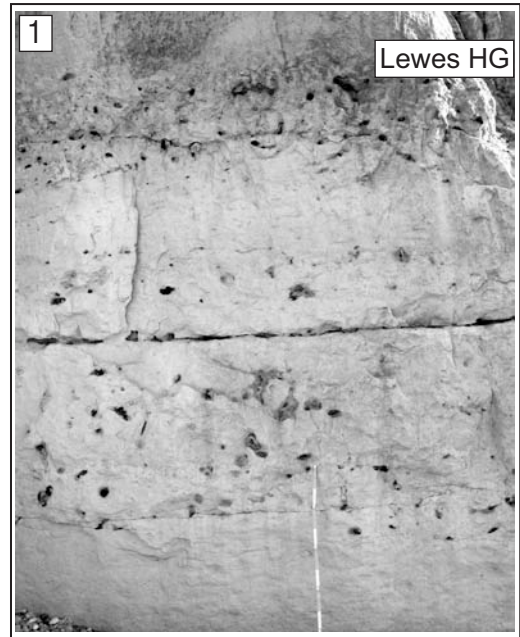
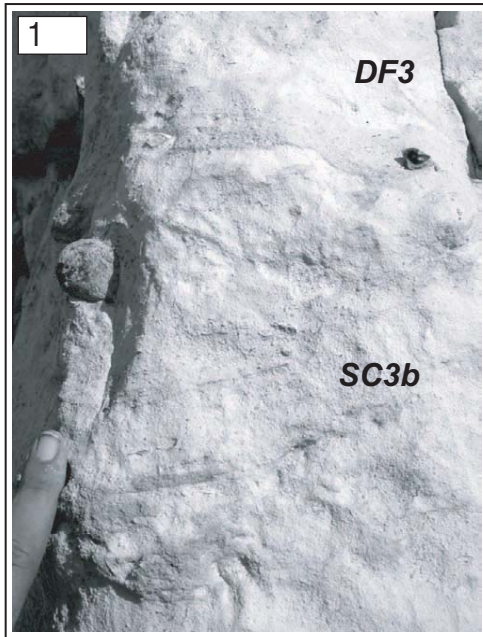


Figure 22: Coupe de Puys, stratigraphie, position des différents faciès illustrés sur la planche 2, variations de faciès et découpage séquentiel.





**Planche 10: Faciès de la coupe de Puys.**

**1: Dépôts situés sous le hardground Lewes.**

1a : Terme en dépôts de type DF3, remarquer les figures sédimentaires associées.

1 b : Sommet d'un firmground de type FG1 (firmground affecté par une érosion sommitale).

**2: Microfaciès des dépôts situés immédiatement au dessus du hardground Navigation (DF4).**

**3: Hardground type HG3b. Remarquer la troncature sommitale.**

## 1. Géométries de l'intervalle Cénomanien-Coniacien moyen de Haute-Normandie contrôle tectonique et eustatique.

Les découpages séquentiels réalisés sur l'ensemble des coupes du Cénomanien-Coniacien moyen sur le littoral de Haute-Normandie permettent de réaliser des corrélations à haute résolution et donc de contraindre plus précisément la géométrie des dépôts de cet intervalle.

Elle est restituée, selon un transect WSW-ENE, sur la base de cinq coupes majeures parmi lesquelles les trois coupes principales abordées lors de cette excursion (figure 23). Les évolutions de faciès le long de cette direction montrent qu'elle correspond globalement à une direction proximale-distale, conservant l'orientation qui avait cours durant le Cénomanien (Robaszynski *et al.*, 1998).

Dans l'intervalle Cénomanien supérieur-Coniacien moyen, 5 séquences principales sont identifiées et corrélées. Les principales géométries observées le long de ce transect (figure 23) sont dans l'ordre de la pile stratigraphique :

- Un épaissement important de l'intervalle compris entre la FS de la séquence 4 et la MFS suivante (cf. figure 23) à l'est du Pays de Bray. Ce cortège transgressif est d'âge sommet du Turonien inférieur à base Turonien moyen. Son épaissement semble lié à un jeu syn-sédimentaire de la faille du Pays de Bray.
- Un pincement très important de l'intervalle Turonien moyen-supérieur dans la coupe de St Jouin-Bruneval, située à l'ouest de la faille Fécamp-Lillebonne.
- Une géométrie progradante de la phase régressive de la séquence 6.1 (cf. figure 21) correspondant à une chute importante durant le début du Turonien supérieur.

La géométrie des dépôts de cet intervalle peut être restituée plus précisément en intégrant les données de subsurface, essentiellement des diagraphies de polarisation spontanée et de résistivité (figure 24).

La corrélation des affleurements avec les diagraphies permettent d'identifier quatre électrofaciès principaux (figure 25 et 26) qui sont utilisés pour habiller les diagraphies et les corrélés par la méthode du « stacking pattern ». Ceci permet de construire plusieurs transects de corrélations à l'échelle de la Haute-Normandie (figure 27) et ainsi de reconstituer les géométries et le contenu en faciès des dépôts de Haute-Normandie.

Ces géométries (figure 26) permettent de préciser les paramètres de contrôle de la sédimentation de la Craie de Haute-Normandie, en particulier les contrôles tectoniques et eustatiques. En outre, les géométries observées permettent de préciser la hiérarchie des séquences de dépôts identifiées sur le terrain. Les numéros attribués aux séquences dans la figure 25 sont ceux définis à partir du découpage séquentiel réalisé sur le terrain.

- La géométrie et la répartition des faciès montrent que les chutes majeures de l'intervalle étudié se situent dans le Cénomanien moyen (zone à *C. inerme* ou base de la zone à *Ac. rhotomagensis*), dans le Cénomanien supérieur (zone à *Geslinianum*), le Turonien supérieur et le Coniacien moyen. Les **chutes majeures** du **Cénomanien moyen** et du **Turonien supérieur** sont en outre marquées par des géométries progradantes très développées sous formes de **prismes de régression forcée** particulièrement bien exprimés durant la chute du **Turonien supérieur**.
- Les **transgressions principales** se situent dans le Cénomanien inférieur (zone à *Mantelli*), dans le Cénomanien supérieur (zone à *Guerangeri*), dans le Turonien inférieur, le Turonien moyen, et le Coniacien inférieur. La **MFS majeure** de cet intervalle se situe dans le **Turonien moyen**.

Ce transect permet en outre de préciser l'importance et l'âge de l'activité des différents accidents de l'intervalle étudié. Les principales observations réalisables sont :

- Au Cénomanien moyen, un jeu en **surrection relative** de la faille de **Rouen** tandis que les zones situées à l'Est de la **faille de Hugleville**, sont affectées par une **subsidence plus importante**. Ceci est bien visible à travers le pincement très important de la séquence 2.2 dans la zone située à l'ouest de la faille de Hugleville tandis qu'à l'Est de cet accident s'observe un épaissement important de ces dépôts accompagné du développement de deux géométries progradantes. Cette activité tectonique semble modifier la pente de la plate-forme et influence largement l'expression des séquences, condensées et amalgamées dans les zones de surrection relative, dilatée et montrant des prismes de progradation très développés à l'endroit où une subsidence plus importante a lieu.
- Dans l'intervalle Turonien moyen- base du Coniacien, on observe une **surrection relative** du compartiment Ouest de la faille de Rouen et de son prolongement qu'est la faille de Fécamp-Lillebonne, ce qui provoque un pincement important des dépôts dans cette zone, qui est bien visible d'après les données de terrain (figure 21).

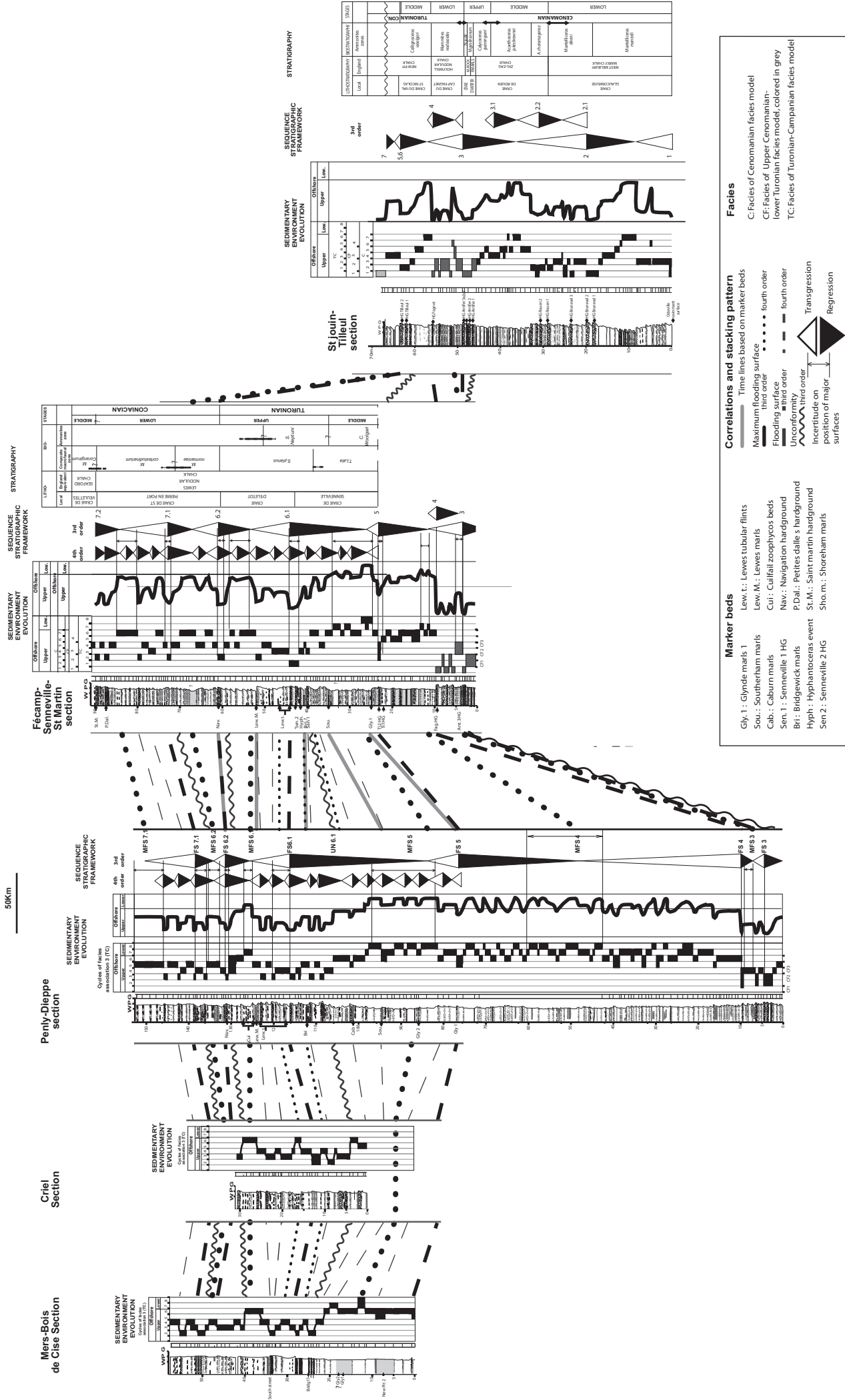


Figure 23: Corrélations entre les coupes levées sur le littoral de Haute-Normandie



**Figure 24: Carte géologique simplifiée de Haute-Normandie, position des différents puits diagraphiés et transects réalisés.**



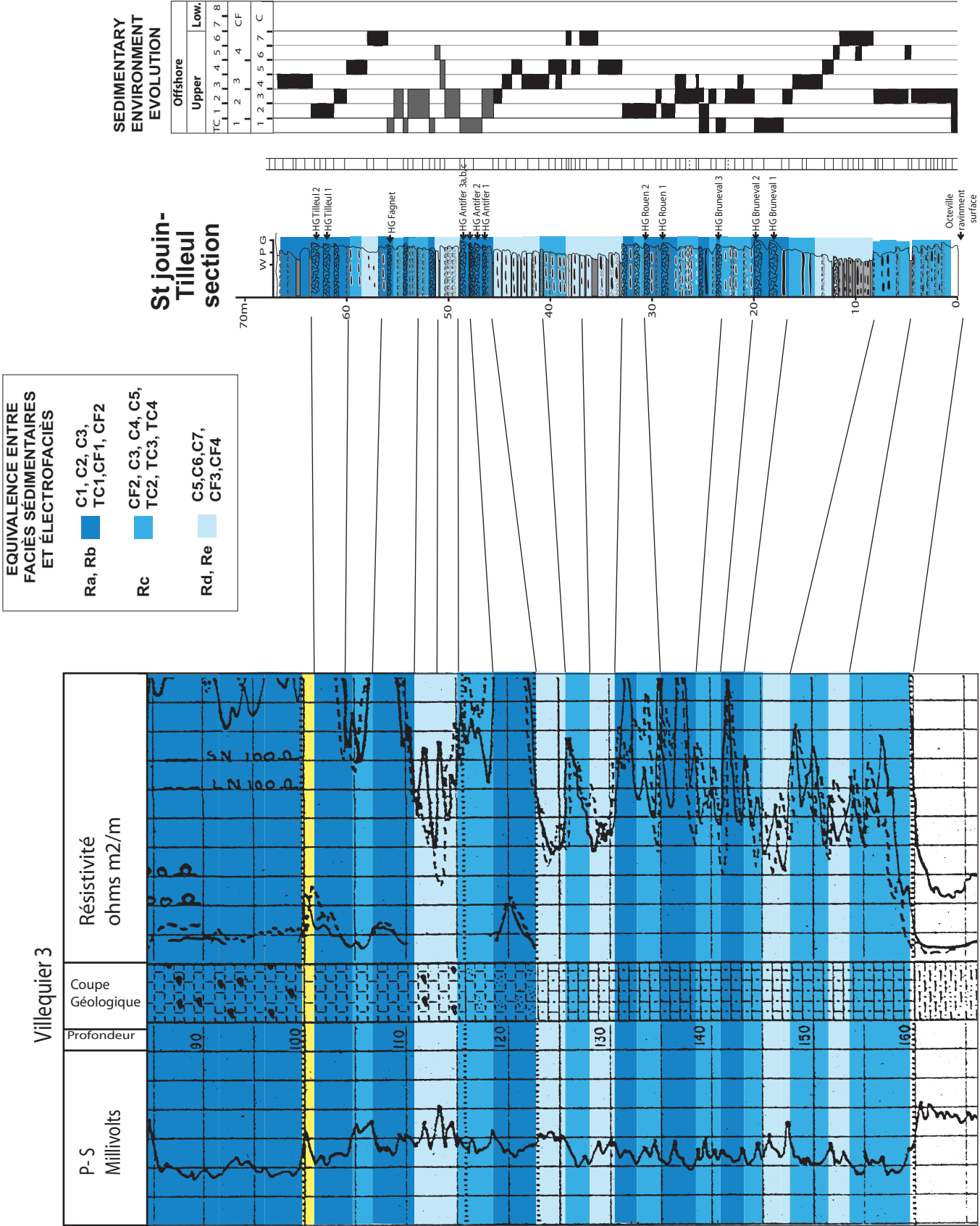


Figure 25: Corrélation entre le log St Jouin-Bruneval et le puits Villeguier 3 et comparaison entre l'habillage en facies et en électrofacies





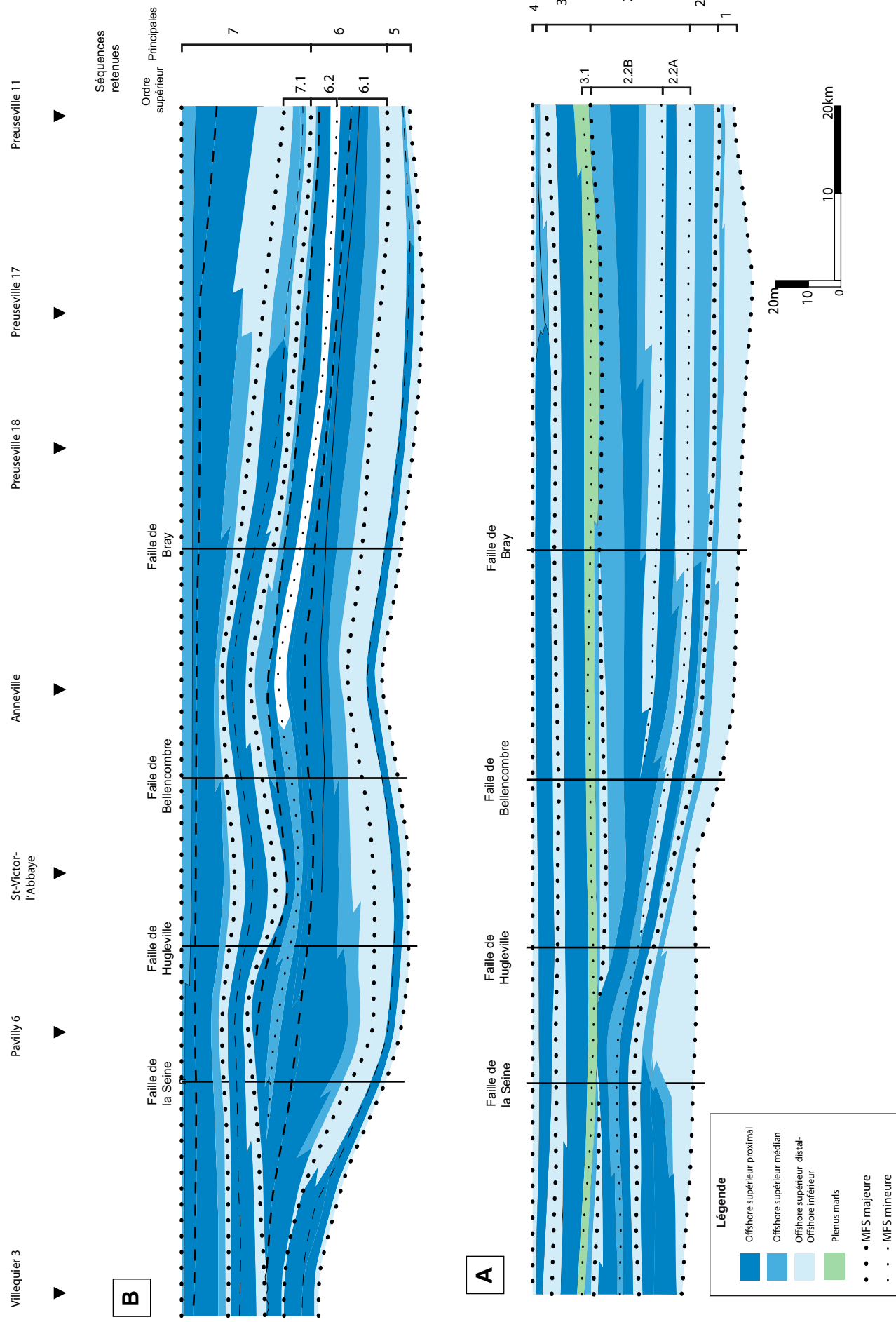


Figure 27: Transect Vallée de la Seine-Vallée de la Somme, pour l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen (B). Les numéros des séquences (cf. figure 31), sont indiqués sur la droite de la figure.

## Deuxième journée : les géométries lenticulaires en ondulations de la Craie.

Cette deuxième journée est consacrée à l'étude des géométries lenticulaires en ondulations de la Craie. Les points suivants seront illustrés.

- L'existence de ces géométries à plusieurs niveaux stratigraphiques, et leur omniprésence à partir du Coniacien moyen ;
- La définition de la géométrie élémentaire de ces corps sédimentaires ;
- Leur contenu en faciès et l'identification des processus actifs durant la formation de ces corps sédimentaires ;
- Leur intégration dans un cadre séquentiel.

L'ensemble de ces points permettra de discuter de leur signification et des paramètres qui contrôlent leur formation. Ils seront illustrés à partir de trois arrêts principaux.

### Arrêt 5 : Plage de St-Valéry-en-Caux

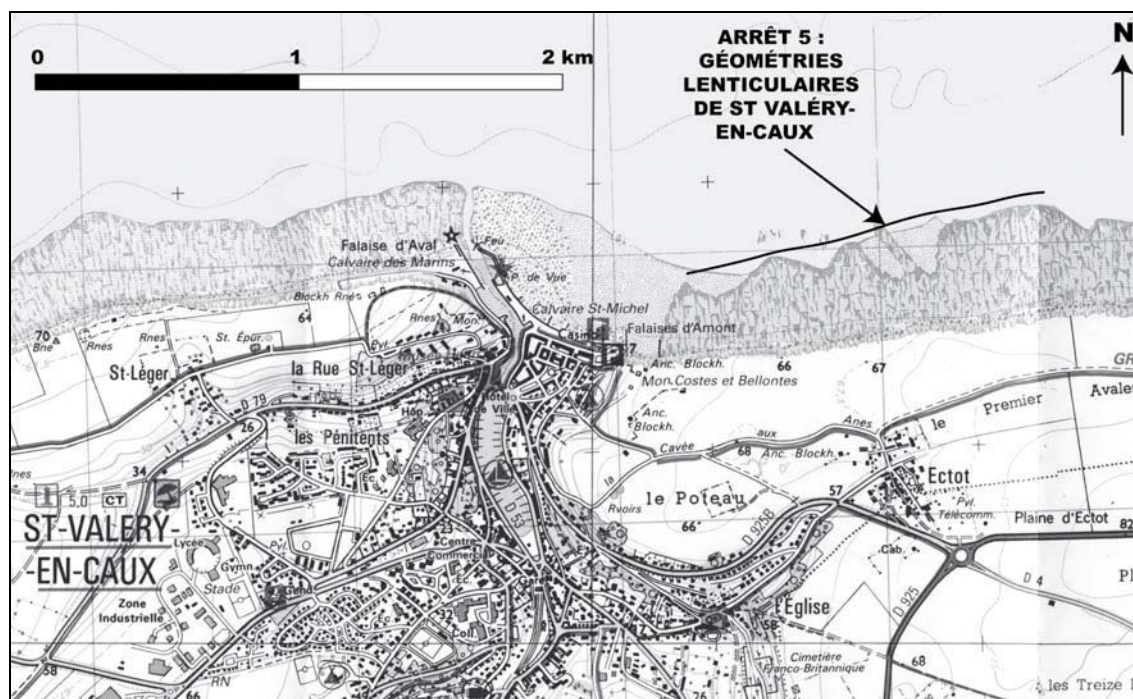
Cet arrêt vise principalement à observer à distance le panorama situé à l'ouest de la ville de St-Valéry-en-Caux.

Ce panorama montre une géométrie lenticulaire en ondulations de grande amplitude (supérieure à 50m) et de grande longueur d'onde (kilométrique) suivie d'une seconde géométrie plus à l'Est (figure 28). Ces deux géométries successives se développent à l'intérieur de la Craie de Veulettes. Les datations réalisées à la base de la première géométrie donnent un âge Santonien inférieur. Ce type de géométrie est récurrent et s'enchaîne de façon continue, avec une longueur d'onde identique, dans toute la zone d'affleurement de la Craie de Veulettes (arrêt 6). Des géométries comparables, montrant une longueur d'onde plus importante et des amplitudes souvent plus faibles, se retrouvent dans la formation de la Craie de Sotteville sus-jacentes.

Le but de cet arrêt est d'illustrer les caractéristiques fondamentales de ces géométries qui seront retrouvées dans les autres géométries étudiées au cours de cette journée.

Celles-ci sont :

- une **morphologie en dôme et creux**,
- une **asymétrie marquée**, visible par une plus forte pente de leur flanc Est (figure 28),
- une première phase de formation de ces géométries caractérisée par une **construction progressive d'une topographie positive** qui s'accompagne d'un pincement des dépôts des hauts topographiques sur les flancs de ces géométries.
- Un **remplissage postérieur** qui s'achève par une **remise à plat**.



Carte 3: Position du panorama de St-Valéry-en-Caux

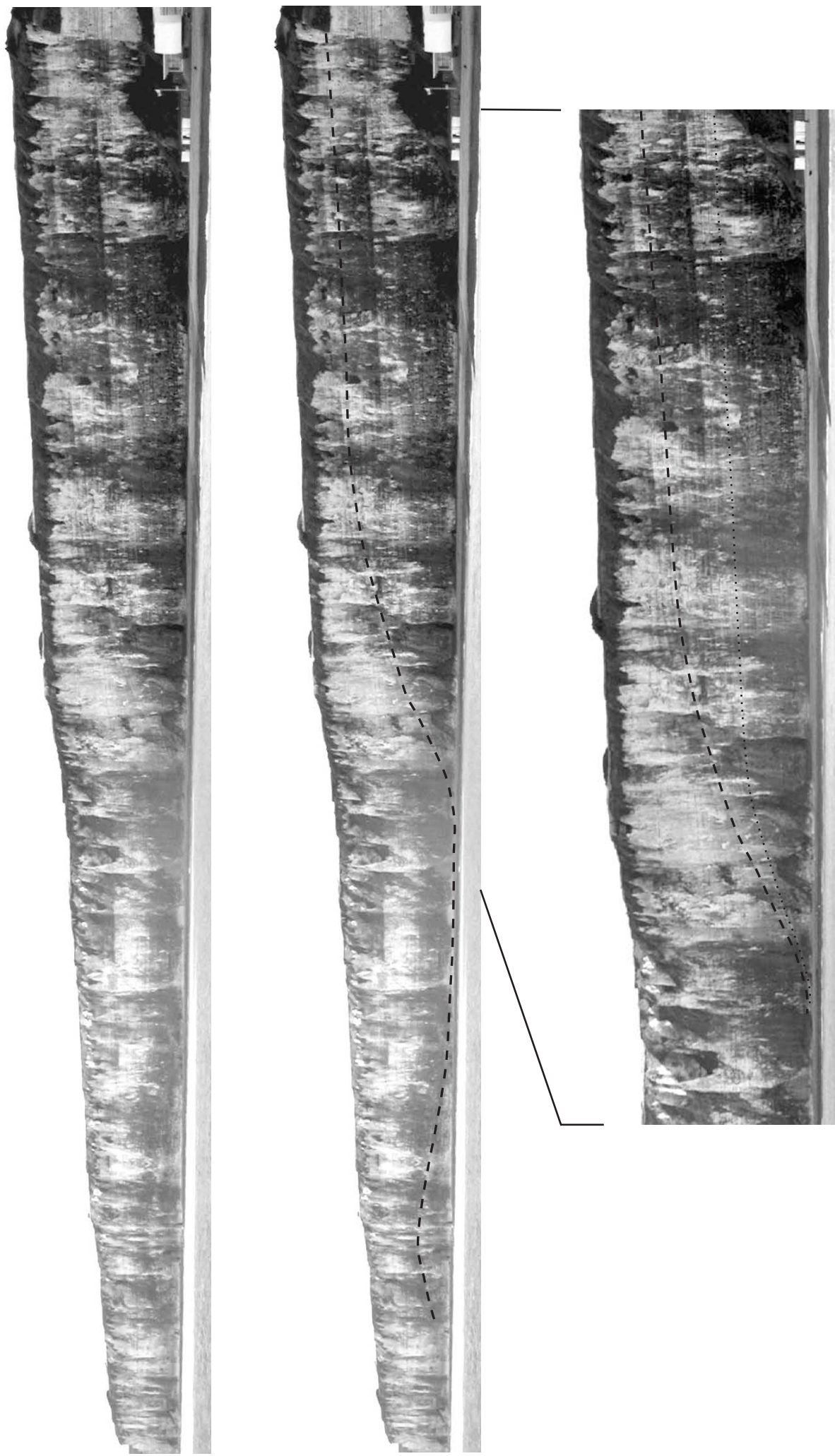


Figure 28: Panorama des falaises situées à l'Est de St Valéry-en-Caux. Remarquer sur les deux photos supérieures, l'asymétrie des géométries en ondulations.



## Deuxième journée : les géométries lenticulaires en ondulations de la Craie.

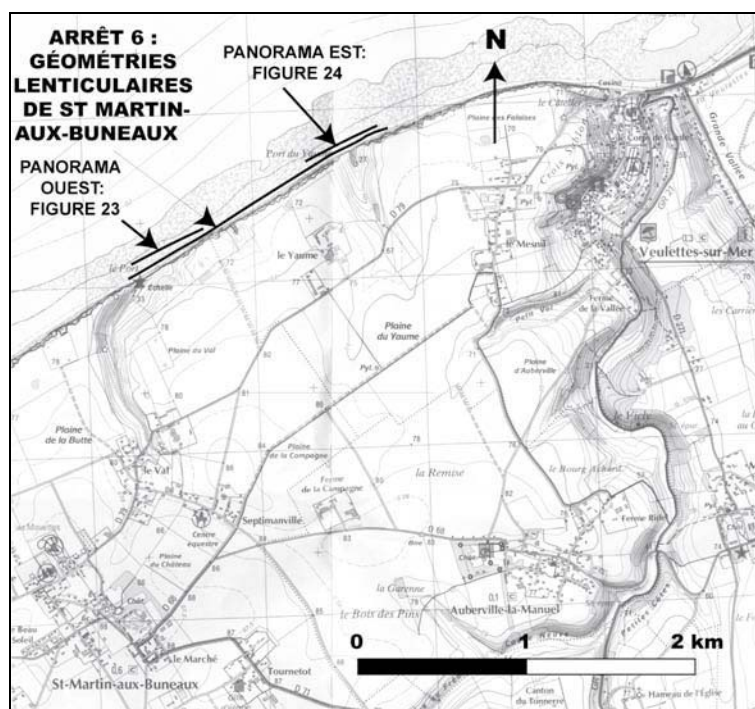
### Arrêt 6 : St Martin-aux-Buneaux

Ce panorama sera étudié en deux parties, tout d'abord directement à l'Est de la descente à la mer, puis en longeant la falaise en direction de l'Est. Ceci permet d'observer la géométrie élémentaire de deux corps sédimentaires en ondulations successifs (figure 29 et 30). Ceux-ci sont observables à l'intérieur de la Craie de Veulettes, dans les premiers niveaux de cette formation et ont un âge correspondant approximativement au début du Coniacien moyen. Plusieurs coupes sérieuses permettent d'observer les variations en termes de faciès sédimentaires (planche 11) à l'intérieur de ces géométries.

Les points principaux mis en évidence par l'étude de ces géométries sont :

- Le fait que ces géométries s'élaborent selon une logique de creusement et genèse d'une topographie positive suivie par une phase de remplissage de ces géométries (figures 29 et 30).
- Un creusement de topographie, qui se fait progressivement, tout d'abord par pincement des dépôts de part et d'autre des topographies positives suivie d'une incision qui accentue la géométrie.
- Un remplissage de ces géométries qui se fait de façon dynamique par onlap voir par downlap.
- La mise en place de ces géométries sous l'influence prédominante d'un hydrodynamisme, marquée par l'existence de zones d'érosion, de transit et de sédimentation durant la construction et le remplissage de ces géométries (figures 29 et 30).
- La mise en évidence, par le suivi latéral des bancs, de variations latérales de faciès à l'intérieur de ces géométries qui montrent les faciès les plus grossiers et les minima de préservation des sédiments sur le flanc court de ces géométries, traduisant une énergie hydrodynamique élevée, celle-ci décroissant à mesure que l'on s'éloigne du flanc court en direction de l'Est.
- La mise en évidence d'une construction de ces géométries durant des tendances à l'augmentation de l'énergie tandis que la phase de remplissage de ces géométries se déroule durant des phases de diminution de l'énergie hydrodynamique.

*Les caractéristiques définies montrent que ces géométries sont des corps asymétriques assimilables à des dunes géantes (figure 29). Les variations de faciès observées à l'intérieur de celles-ci suggèrent une mise en place sous l'influence d'un hydrodynamisme et selon des directions de courant privilégiées, perpendiculaires à la crête de ces dunes géantes. Les évolutions observées durant les phases de creusement et de remplissage de ces géométries sont interprétées comme des phases associées à des phases de chute (creusement des géométries) et de montée du niveau marin (remplissage de ces géométries). Ces évolutions sont représentées sur les figures 29 et 30.*



Carte 4 : Localisation du panorama de St Martin-aux-Buneaux

NE

SW

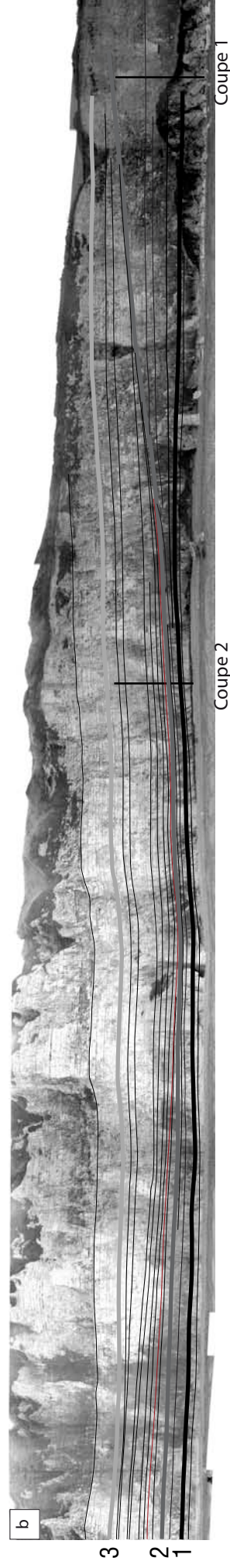
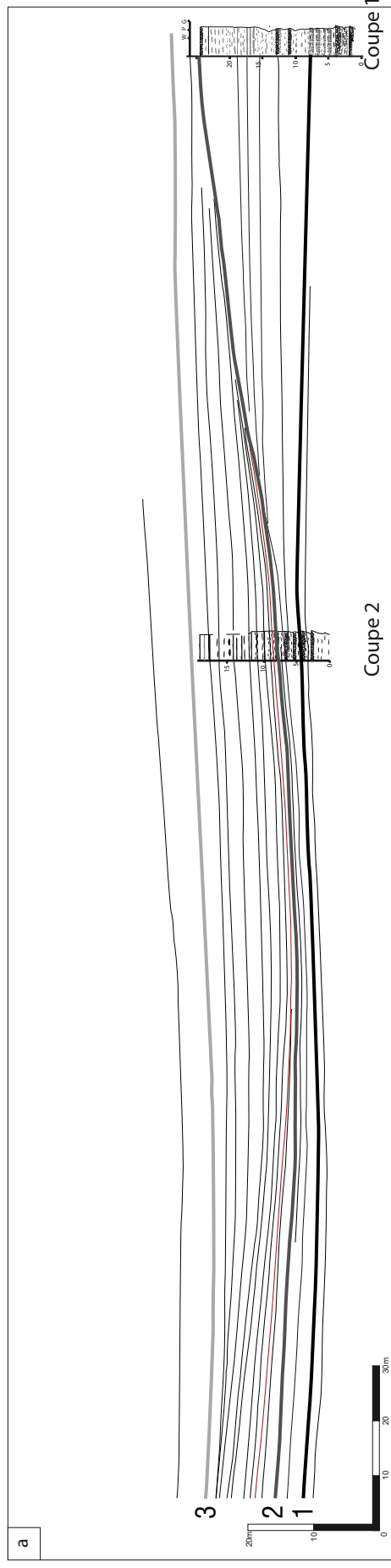


Figure 29: Géométrie et contenu en faciès de la géométrie Ouest du panorama St-Martin-aux-Buneaux- Veulettes-sur-Mer.

Les lignes et la géométrie élémentaire sont identifiées sur le panorama (b), les logs sériels levés sont utilisés pour habiller la géométrie en faciès (a). Une exagération verticale de 140% est appliquée à la figure a. Remarquer les biseaux sous la ligne 2 et les épaisissements systématiques vers l'Est au dessus de cette ligne, y compris au delà du centre de la géométrie.

NE

SW

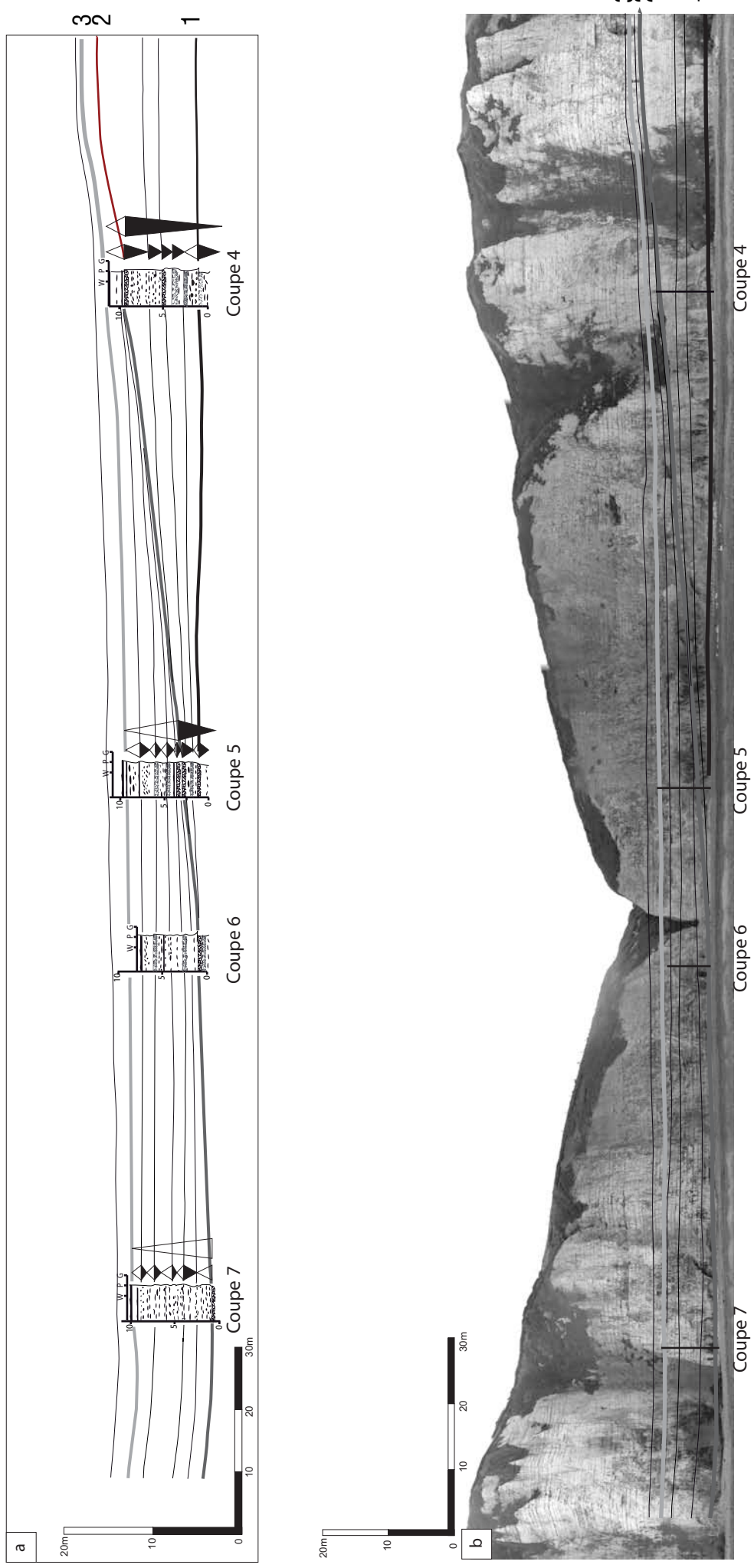
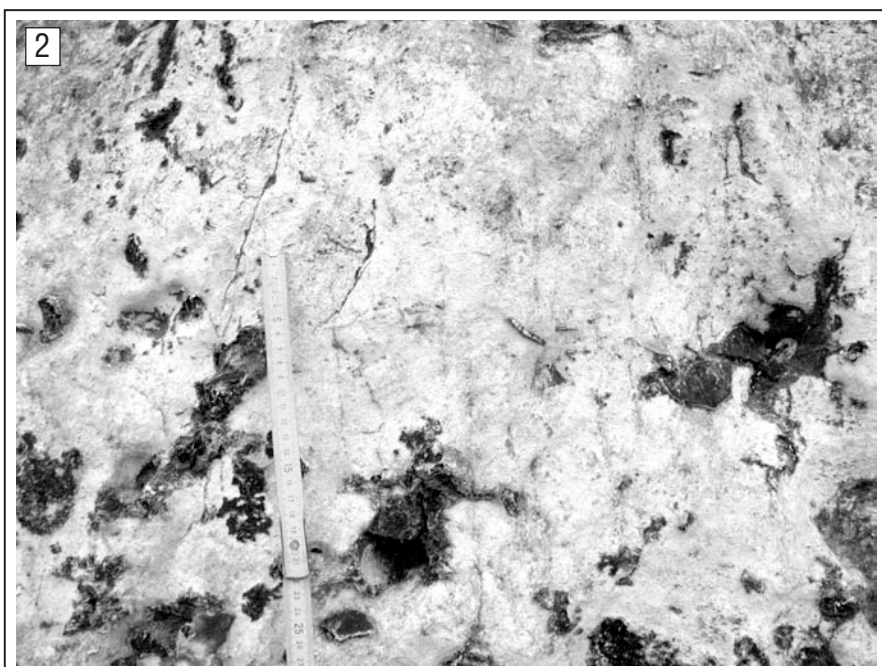


Figure 30: Géométrie et contenu en faciès de la géométrie Est du panorama St-Martin-aux-Buneaux- Veullettes-sur-Mer. Les lignes et la géométrie élémentaire sont identifiées sur le panorama (b), les logs sériés levés sont utilisés pour habiller la géométrie en faciès (a). Une exagération verticale de 140% est appliquée à la figure a. Remarquer les biseaux sous la ligne 2 et les épaississements systématiques vers l'Est au dessus de cette ligne. La condensation maximale est observée sur le flanc ouest de la géométrie en creux (coupe 5).

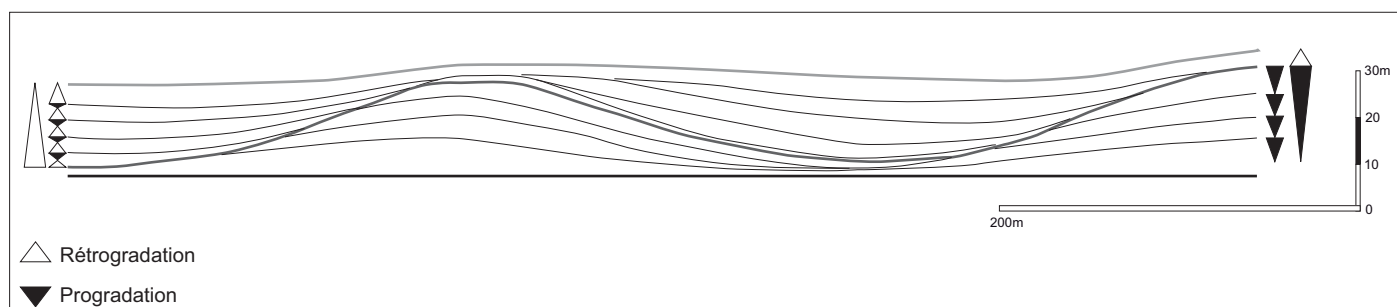




**Planche 11: Faciès observés à l'intérieur des géométries de St Martin-aux-Buneaux.**

**1: Faciès grossier et hardground érodé au niveau du flanc court de la géométrie de St Martin-aux-Buneaux.**

**2: Faciès plus fin sans surface d'arrêt de sédimentation clairement marquée, à l'intérieur du remplissage de cette géométrie.**



**Figure 31: Géométrie élémentaire des corps sédimentaires et évolution de ces géométries en relation avec les variations du niveau marin.**



## Deuxième journée : les géométries lenticulaires en ondulations de la Craie.

---

### Arrêt 7 : Affleurement de la Porte d'Amont (Etretat)

L'affleurement étudié se situe à l'Est de la plage d'Etretat (carte 5). Cette dernière géométrie permettra de compléter les observations effectuées précédemment. Ces affleurements ont été étudiés par plusieurs auteurs précédents (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bosence, 1991). Les géométries seront observées de part et d'autre de la Porte d'Amont, les principales observations porteront sur la partie située à l'Ouest de ce cap.

*Le cap de la Porte d'Amont permet une observation selon un axe perpendiculaire à l'affleurement principal et donc un complément pour la restauration de la géométrie 3D de ces géométries. De plus, un certain nombre de datations (réalisées par la société ERADATA) permettent de contraindre avec précision la stratigraphie et plus encore la durée de la formation de ces géométries (figure 32) . Enfin, la qualité d'affleurement permet l'identification de structures et figures sédimentaires qui permettent de préciser les processus sédimentaires actifs durant le dépôt de ces géométries.*

L'affleurement étudié se situe en majeure partie à l'intérieur de la formation de Veulettes. D'après les datations biostratigraphiques, il se situe entre le Coniacien inférieur et le Santonien inférieur.

On observe sur cet affleurement une géométrie à grande échelle d'une amplitude de l'ordre de 70m et d'une longueur d'onde dépassant 600m. Dans le détail, on peut distinguer deux géométries successives, la première étant d'amplitude et de longueur d'onde inférieures (300m, 20m), tandis que la seconde correspond aux amplitudes de la géométrie observée à grande échelle. Chacun de ces deux corps sédimentaires montre la même morphologie que les géométries des arrêts précédents et les mêmes étapes de formation (creusement-remplissage).

La première géométrie est celle qui a pu être étudiée de la façon la plus exhaustive. Les observations réalisées confirment celles effectuées sur la géométrie de St Martin-aux-Buneaux.

Elle montre en effet :

- Une morphologie de dunes géantes incluant un flanc court et un flanc long, le long desquelles on observe les faciès correspondant à l'énergie hydrodynamique la plus importante le long des flancs courts (planche 12).
- Une augmentation importante de l'énergie hydrodynamique durant la phase de creusement de la géométrie, tandis que la phase de remplissage de cette géométrie est marquée par une décroissance de l'énergie du milieu de dépôt.

Ces points confirment la géométrie élémentaire de ces corps sédimentaires et le fait que ces corps se construisent en relation avec les variations de niveau marin relatif.

De plus, l'étude de cette géométrie montre que, outre la phase de creusement qui se déroule sous **l'influence principale de l'hydrodynamisme**, les mêmes conditions peuvent être avancées pour la **phase de remplissage** de cette géométrie, comme le montrent les géométries **en downlap** (figure 33).

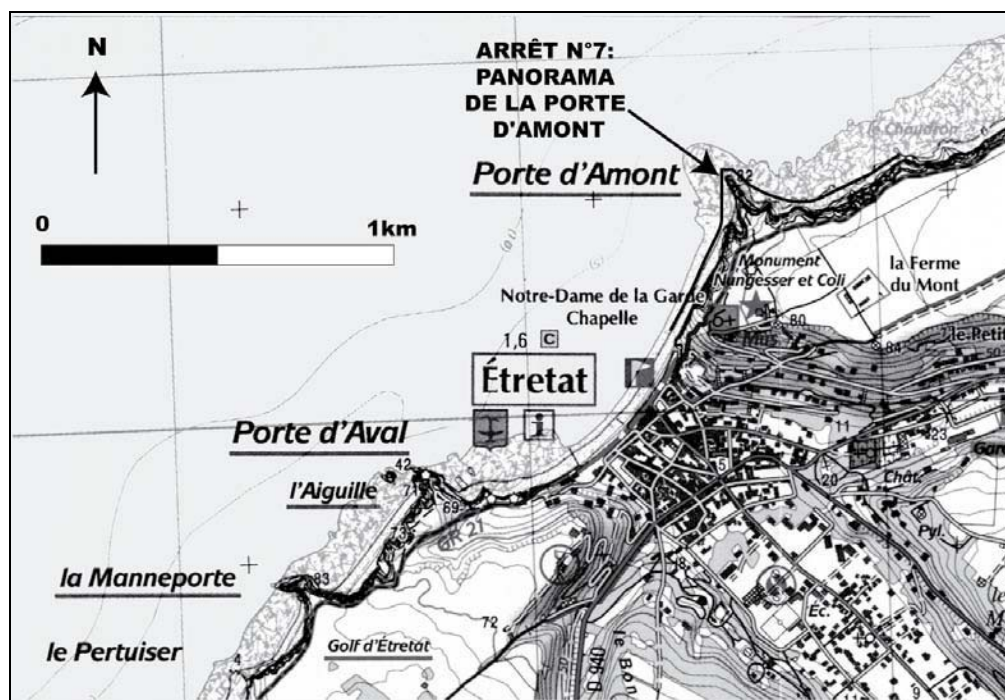
Les **figures sédimentaires** (planche 12) observables sur cet affleurement, incluent des terminaisons en downlap systématiques et des morphologies en chenal qui permettent de suggérer que les courants associés à la formation de ces géométries sont au moins en partie des **courants unidirectionnels**. Les très fortes granulométries observées (planche 12) suggèrent un hydrodynamisme très élevé.

Enfin, dans le remplissage de cette géométrie, les **échinides** rencontrés (Micraster) caractérisent un domaine **circalittoral moyen à supérieur**. Ces faciès sont plus distaux que ceux de la base du remplissage, la fin de phase de creusement de ces géométries se déroule donc à une profondeur inférieure ou égale à celle de ce domaine.

La seconde géométrie est caractérisée sur le panorama d'ensemble (figure 34). Son contenu en faciès peut être précisé à partir de deux coupes principales de part et d'autre de l'affleurement. De manière générale, ces observations montrent que cette géométrie à grande échelle présentent les mêmes caractéristiques que celles observées lors des arrêts précédents.

L'analyse des panoramas permet de définir les différentes phases de construction de ces géométries (figure 33). Les données biostratigraphiques (figure 30) montrent que la formation de la géométrie à grande échelle se déroule durant une durée très importante. En effet, les dépôts situés sous la première phase de construction de géométrie ont un âge Coniacien inférieur tandis que les dépôts situés immédiatement au dessus de la phase de creusement de la deuxième géométrie ont un âge Santonien basal. Enfin, les derniers

dépôts du remplissage de cette géométrie ont un âge Santonien inférieur. L'analyse de ces géométries a confirmé que leur **évolution** correspond à des phases **régressives et transgressives**. La géométrie à grande échelle observée ici correspond donc, d'après les âges biostratigraphiques, à des **variations de niveau marin relatif** d'une durée de l'ordre de **1Ma**, soit à des variations de **troisième ordre**.



Carte 5 : Localisation du panorama de la Porte d'Amont.

# Panorama Ouest

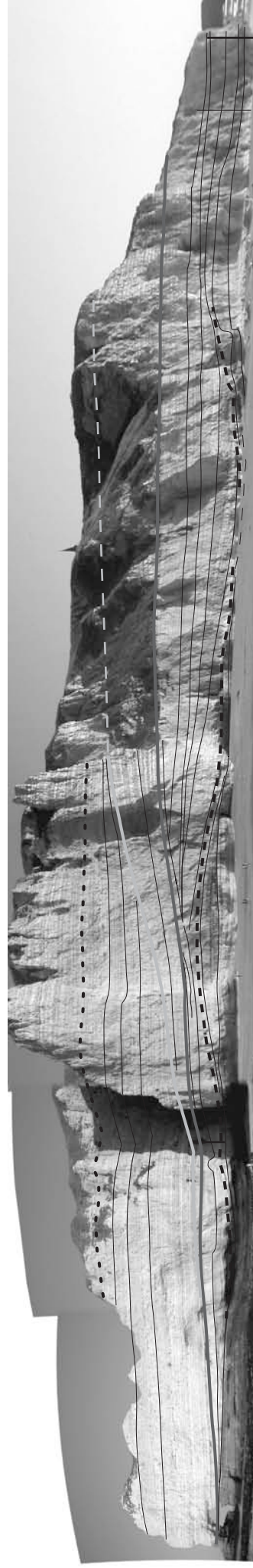
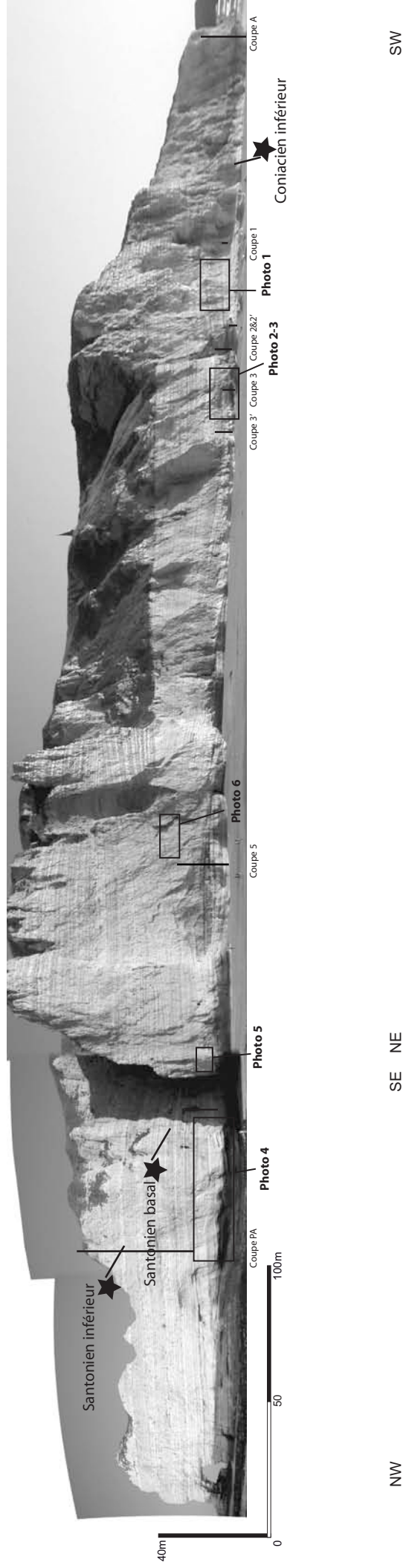
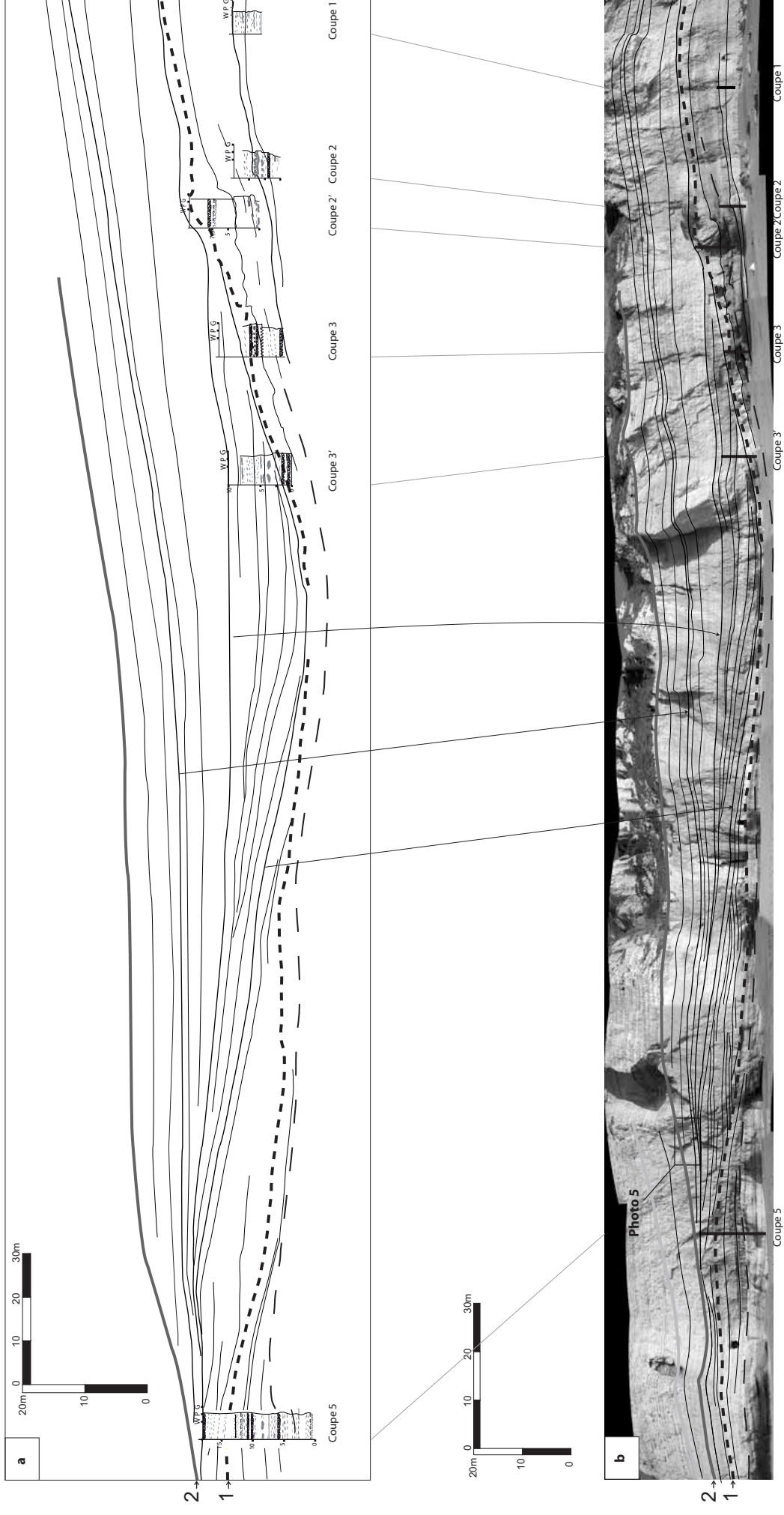


Figure 32: Panorama Ouest Porte d'Amont. Position des coupes levées, des photos, du panorama de détail étudié et habillage du panorama selon les lignes d'évolution principales de la géométrie. Les étoiles signalent les points de datations signalés dans le texte.



**Figure 33: Détail du Panorama Ouest (position sur figure 32), géométries et contenu en faciès. Remarquer en particulier, les premières géométries en creux suivies d'un remplissage en downlap. Les lignes identifiées sur le panorama (b) sont utilisées pour la corrélation des coupes levées (a), une dilatation verticale est appliquée à la figure a, les lignes de ces figures sont lissées pour faire abstraction des effets et des possibles problèmes de raccords d'images.**



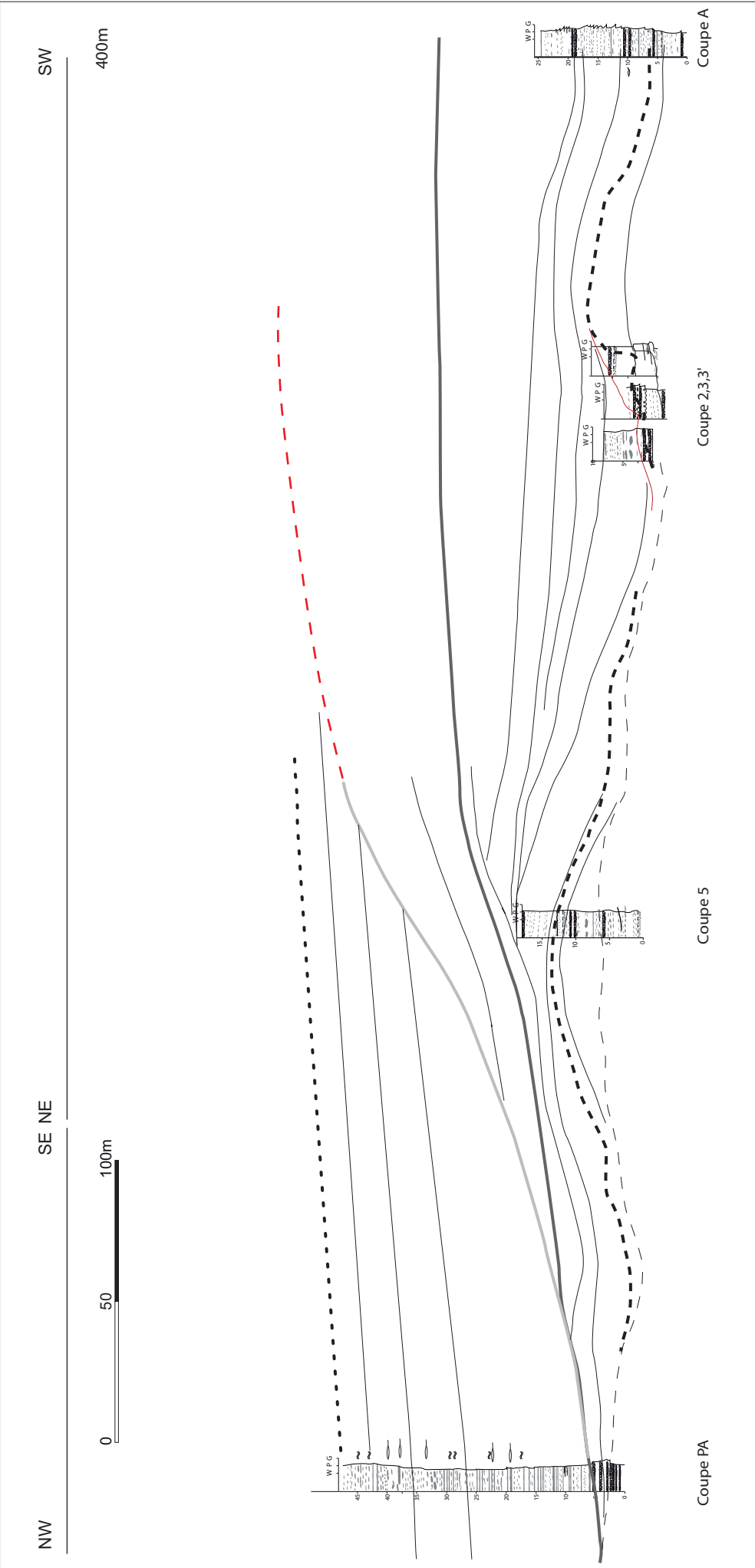
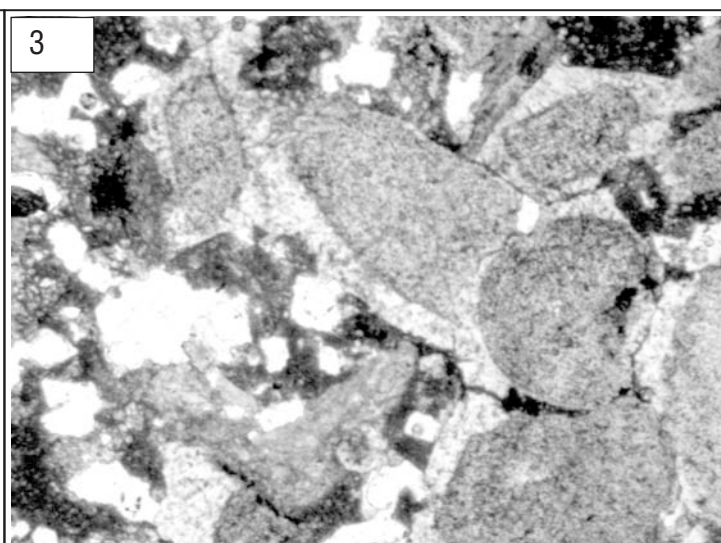


Figure 34: Synthèse du panorama Ouest Porte d'Amont, d'après la corrélation de l'ensemble des coupes levées sur ce panorama. La position des coupes utilisées ici est figurée sur la figure 32. Exagération verticale 230%.



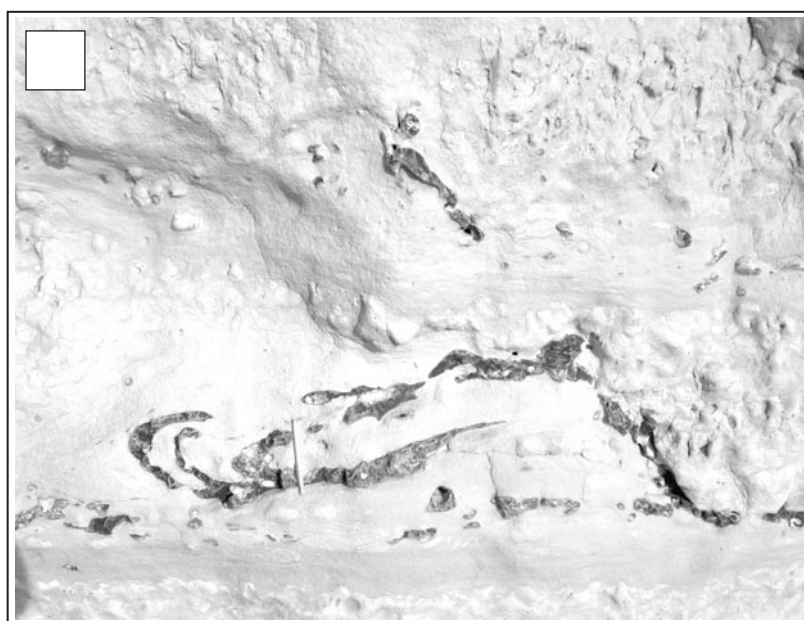
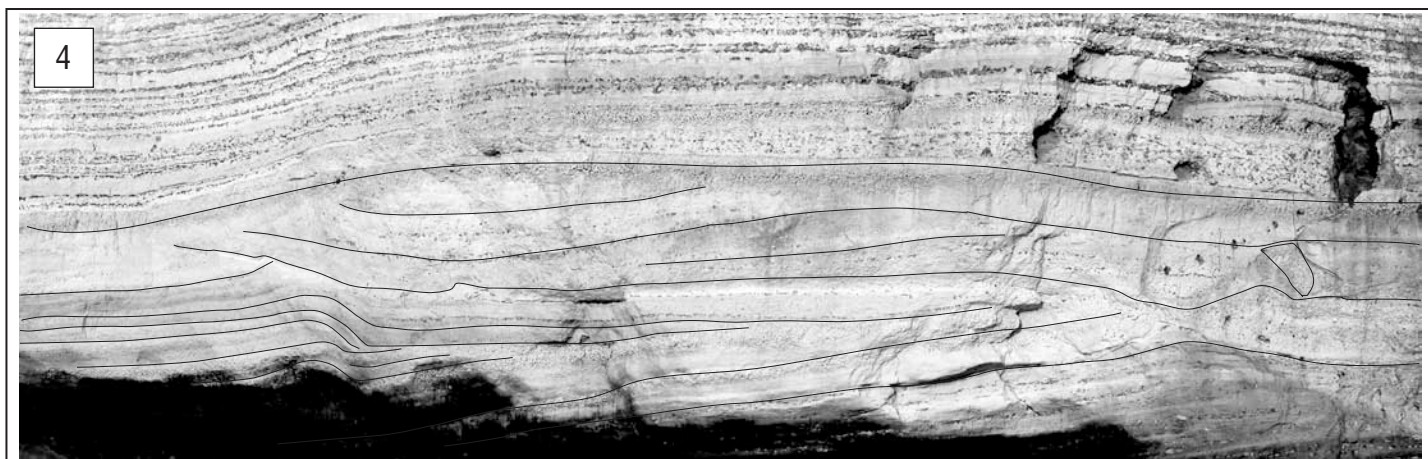
**Planche 1: Faciès et géométries de détail du panorama Ouest Porte d'Amont.**

1: Géométrie en downlap des silex à l'intérieur des faciès de craie dolomitisée.

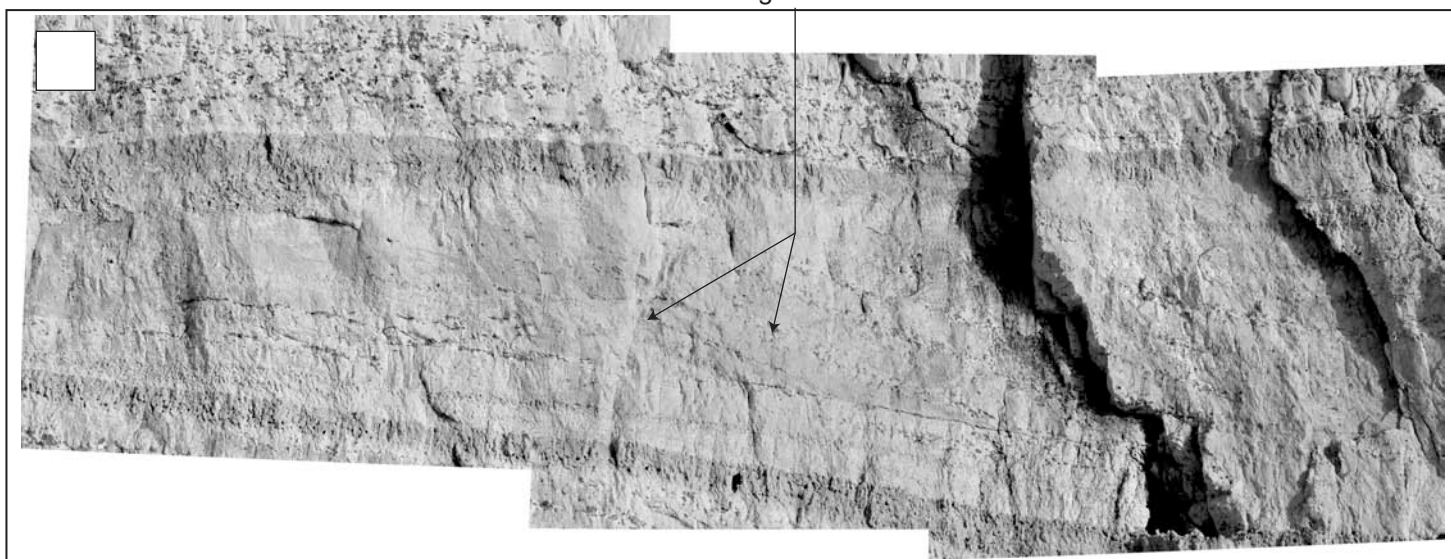
2: Faciès bréchiques érosifs, eux-mêmes érodés par des faciès grainstones, à hardgrounds et intraclastes abondants.

3: Faciès packstone-grainstone à échinodermes et huîtres.





Mégarides 2D



**Planche 12: Géométries observées dans le Panorama Ouest Porte d'Amont (positions indiquées sur la figure 24)**

4: Géométrie en chenal en base et au sommet, la première géométrie en chenal est surmontée par des faciès conglomératiques à blocs, la seconde est érodée à son sommet.

5: Banc de silex slumpé et faciès bréchique.

6: Mégarides 2D en direction du Sud-ouest.

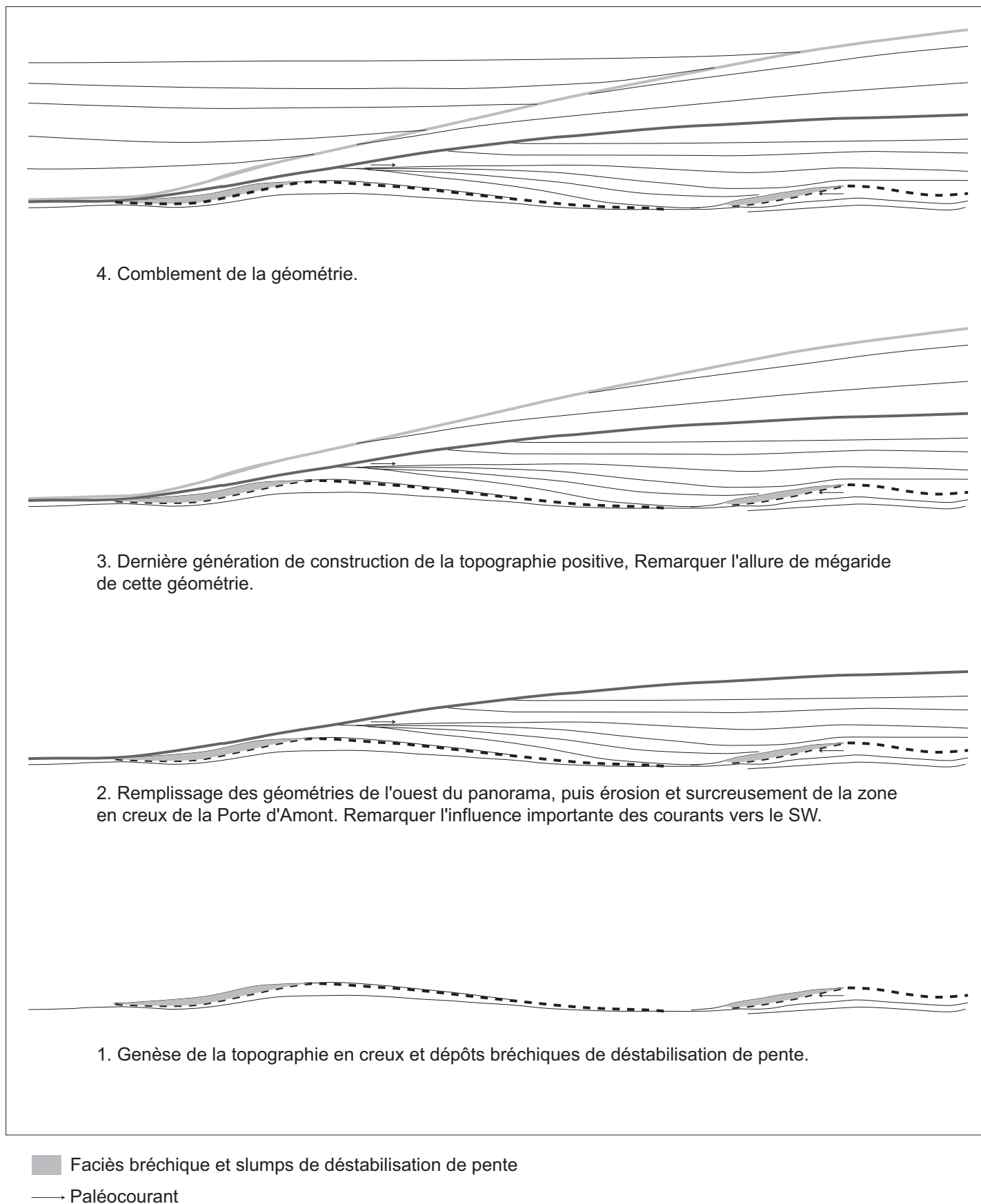


Figure 35: Stades successifs de formation de la géométrie étudiée



## 2. Signification des géométries lenticulaires en ondulations de la Craie

Les trois affleurements principaux visités ont montré que les géométries lenticulaires en ondulations sont **omniprésentes** en Haute-Normandie dans les dépôts postérieurs au Coniacien moyen.

*Les géométries observées montrent des modes de formation et d'évolution globalement identiques, ce qui suggère que ces corps sédimentaires se sont formés sous l'influence de processus similaires.*

*Cependant, elles diffèrent au niveau de l'amplitude et particulièrement de la longueur d'onde des géométries observées variant depuis :*

- des géométries de longueur d'onde hectométrique (fréquemment inférieure à 200m) pour la première génération de géométries observée à Etretat,
- des longueurs d'onde plurihectométriques pour la deuxième génération de géométrie d'Etretat , les géométries de St-Valéry-en-Caux et celles de St-Martin-aux-Buneaux,
- des longueurs d'onde kilométriques à plurikilométriques pour les géométries rencontrées au niveau de la Valleeuse de Vasterival.

Ceci s'accompagne d'un **contenu en faciès différent** selon les géométries. Les faciès les plus grossiers se rencontrent dans les géométries à plus faible longueur d'onde, les faciès les plus fins dans les géométries de très grande longueur d'onde. Enfin, les géométries de longueur d'onde plurihectométrique contiennent des faciès intermédiaires.

Cette variation des faciès se corrèle avec des **variations de paléobathymétrie**. Les données paléocologiques montrent en effet que la longueur d'onde de ces géométries se corrèle avec la paléobathymétrie. En effet, les géométries de très grande longueur (Vasterival) contiennent des faunes marqueurs du circalittoral inférieur. A l'inverse, les *Micraster* rencontrés dans le remplissage de la première géométrie d'Etretat montrent une mise en place dans un domaine circalittoral moyen à supérieur. En conséquence, si ces géométries se forment sous l'influence des processus similaires, l'intensité de ceux-ci diminue avec l'augmentation de la profondeur.

Ces géométries semblent se former selon les **mêmes processus sédimentaires** qui, d'après les géométries en dunes géantes mises en évidence et les observations de courant unidirectionnels réalisés à Etretat semblent être principalement des **courants unidirectionnels**, actifs dans tout le domaine circalittoral, ce qui peut être considéré comme équivalent avec un domaine **allant de l'offshore supérieur à l'offshore inférieur**, ceci excluant une formation de ces géométries sous l'influence dominante des tempêtes. Nous avons de plus montré que ces courants sont **actifs durant toute la durée de formation de ces géométries**.

Les corps sédimentaires actuels présentant le plus d'analogie avec les géométries observées dans la craie sont les « **sediment waves** » (figure 36), corps sédimentaires qui se forment sous l'influence de courants de turbidité ou de courants océaniques.

L'orientation des géométries de la Craie permet de préciser les processus qui gouvernent leur formation. En effet, ces corps sédimentaires montrent une orientation systématique de leurs flancs selon un axe WSW-ENE, qui d'après les reconstitutions que l'on peut effectuer à partir de l'étude des dépôts sous-jacents, correspond à une direction proximal-distal. Or, cette orientation est d'après Wynn et Stow (2002) l'une des caractéristiques majeures différenciant les « **sediment waves** » issues de l'action des courants océaniques de celles induites par les courants de turbidité, ces derniers présentant une orientation de leurs flancs orthogonalement à la pente. De plus, aucun faciès caractéristique de courant de turbidité (hors des faciès de déstabilisation de pente locale) n'a été observée dans les dépôts de ces géométries.

Enfin, les zones en creux , assimilables dans certains cas à des zones chenalisantes, comme par exemple la géométrie principale de la Porte Amont d'Etretat, sont orientées parallèlement aux contours paléobathymétriques, ce qui suggère un courant parallèle aux contours.

Nous en déduisons donc que ces géométries se sont mises en place sous l'influence prédominante de **courants océaniques**. Les données de subsurface et d'affleurement dans le Bassin de Paris (Lasseur, 2007) montrent que des géométries comparables, orientées parallèlement par rapport aux contours, s'observent **dans l'ensemble du Bassin de Paris** et donc qu'une **circulation océanique** s'y installe à partir du Coniacien moyen-supérieur. L'**omniprésence** de ces géométries à partir du **Coniacien moyen** marque la mise en place d'une **circulation océanique pérenne**. Des évidences d'une telle circulation, s'accompagnant du même type de géométrie en Europe du Nord ont été récemment montrées au Danemark, dans des dépôts contemporains (Esmerolde *et al.*, 2007 ; Surlyk et Lykke-Andersen 2007).

## ***Troisième journée : les dépôts crayeux de Touraine et des Charentes.***

### **Arrêt 8 bis. Coupe de Montlouis-sur-Loire :**

Cet arrêt facultatif permet d'effectuer un jalon entre les observations réalisées en Normandie et dans les Charentes.

Il permet en effet d'observer la Craie du Bassin de Paris dans un contexte proximal qu'est la craie Tuffeau du turonien supérieur de Touraine. Ce faciès correspond à un faciès proximal de la Craie dont nous tenterons de montrer les analogies avec les dépôts relativement proximaux des Charentes.

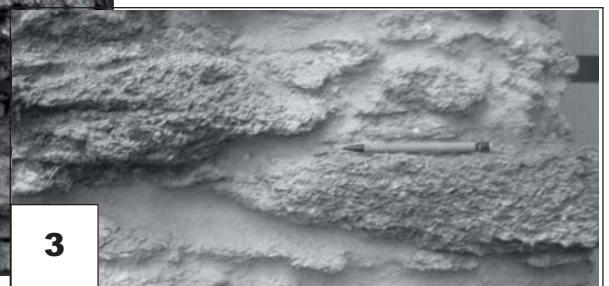
La coupe de Montlouis débute dans le tuffeau blanc (approximativement Turonien moyen) et se termine dans le Coniacien. Elle permet d'observer l'importante régression turonien supérieur et les faciès proximaux (tidaux et offshore supérieurs très proximaux de Touraine).

Au dessus de quelques mètres de faciès crayeux relativement fins interprétés comme des faciès d'offshore supérieur médian, une transition brutale vers des faciès lumachelliques de tempêtes s'effectue, visible par des faciès érosifs très coquillers à sillons d'érosion. Au dessus de cette transition s'installent sur une vingtaine de mètres de tuffeau jaune constitué par des faciès grossiers à mégarides et figures de tempêtes à lamellibranches et bryozoaires très abondants, alternant avec des hardgrounds très proximaux. La partie supérieure du tuffeau jaune est marquée par une abondance importante en ostréidés. Un léger approfondissement marqué par des faciès moins lumachelliques et des tempestites plus distales est identifiable avant une reprise des faciès grossiers à hardgrounds massifs. Cette coupe est l'expression proximale de l'intervalle Turonien moyen supérieur-Coniacien inférieur.



**Carte 6 : Position de la coupe de Montlouis sur Loire (fond : site Google Earth).**





**Planche 14: Faciès de la coupe de Montlouis**

**1: Faciès de tempêtes relativement distales en base de la coupe.**

**2: Faciès de tempêtes plane à ondulée**

**3: Faciès grossiers très bioclastiques à lentilles bioclastiques (tempêtes et mégarides (tidales ?))**

**4: Faciès de tempêtes à nombreuses huitres.**

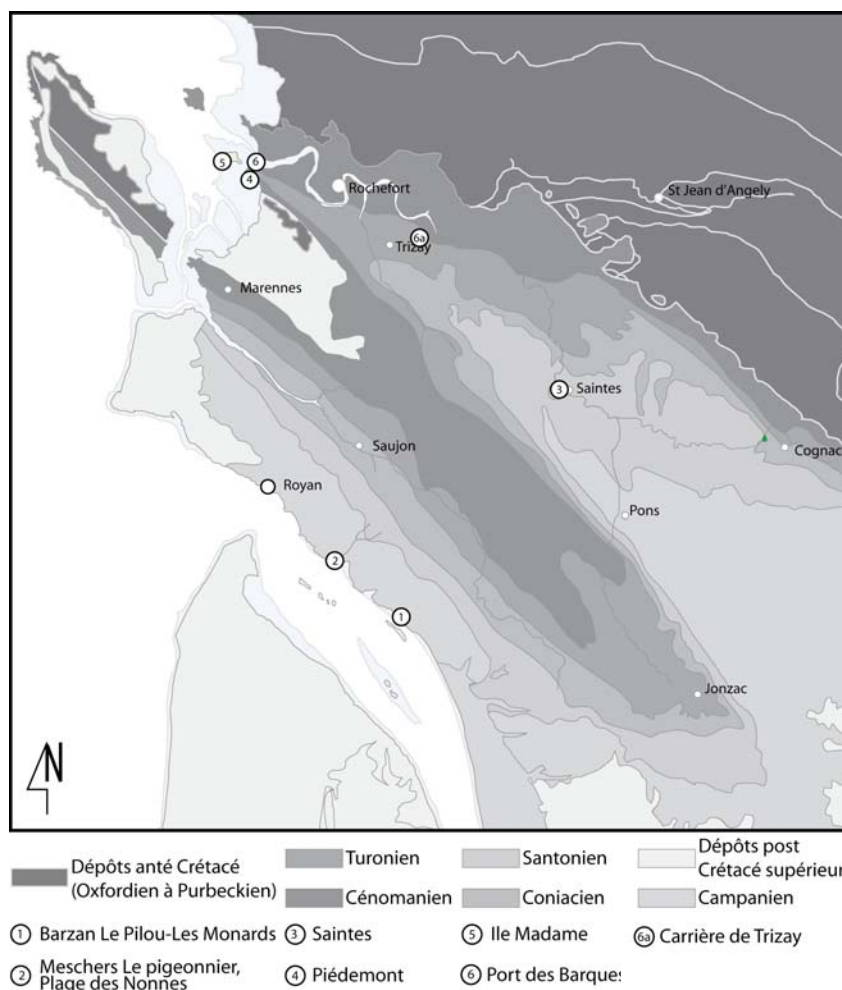
***Troisième journée : les dépôts crayeux de Touraine et des Charentes.***

### ***Zone d'étude et objectifs .***

L'essentiel des affleurements étudiés se situe essentiellement sur la bordure littorale des Charentes. La zone étudiée se situe plus précisément entre Rochefort, Cognac, Jonzac et Royan. La totalité de la pile sédimentaire allant du Cénomanién au Campanien terminal est représentée sur la plate forme Nord Aquitaine. Le Maastrichtien est localement préservé plus à l'est de la zone étudiée. Plusieurs accidents affectent la couverture dans cette zone, la principale structuration est l'anticlinal de Jonzac bien visible sur la carte géologique figurée ci-dessous.

*La première journée sera essentiellement consacrée à l'étude des affleurements de calcaires crayeux (Arrêts 1 à 3), à travers les exemples que fournissent les coupes du Campanien supérieur de la bordure nord de l'estuaire de la Gironde, successivement (1) les coupes du Pilou et des Monards sur la commune de Barzan (début du Campanien supérieur), puis les coupes de Meschers (2) correspondant à la partie supérieure du Campanien supérieur. Un arrêt sur la commune de Saintes (3), lieu de définition du stratotype du Santonien, permettra en outre d'observer les dépôts du Santonien supérieur.*

*Lors de la seconde journée, nous nous concentrerons essentiellement sur les dépôts cénomaniens, avec comme principal objectif la coupe de l'Île Madame(4-5-6) où la majorité du CénoManien affleure (la coupe débute dans le CénoManien inférieur). Cet arrêt sera complété selon le temps disponible par un arrêt dans la carrière de Trizay (6.a) où affleure le Turonien moyen-supérieur.*



**Figure 36 : Carte géologique simplifiée de la région étudiée et position des affleurements visités, d'après Videt, 2003 modifié.**



## Stratigraphie :

La stratigraphie du Crétacé supérieur de la plate-forme Nord Aquitaine a fait l'objet de nombreux travaux depuis ceux de Coquand (1856) et sa proposition de définition des étages Coniacien, Santonien et Campanien dans cette zone. L'ensemble de la pile sédimentaire allant du Cénomanien au Campanien est préservée ; nous ne décrirons ici que la stratigraphie des dépôts étudiés, particulièrement le Cénomanien et le Campanien.

### Stratigraphie du Cénomanien

Le Cénomanien a fait l'objet d'un calage basé sur des arguments litho- et biostratigraphiques (Moreau 1993 ; Néraudeau *et al.*, 1997). Le Cénomanien est divisé en sept unités nommées « A » à « G », et réparties comme suit :

- **Cénomanien inférieur** ; il est composé des unités A et B ; l'unité A est une alternance de sables et d'argiles laguno-continentales ; l'unité B est constituée de barres carbonatées riches en orbitolines (sous-unités B1 et B3), séparées par un niveau sablo-argileux glauconieux (sous-unité B2) ;
- **Cénomanien moyen** ; ce sous-étage comprend les sous-unités C1, C2 et C3 ; il s'agit de bancs carbonatés marquant le summum de développement de la plateforme avec l'implantation de nombreux rudistes ;
- **Cénomanien supérieur** ; il s'étend de la sous-unité C4 à la sous-unité G2 ; il montre une forte diversité d'environnements avec le développement de bioconstructions à huîtres (unité E), de niveaux bioclastiques riches en *Ichthyosarcolites* (unité F), de milieux carbonatés marqués par une hausse du niveau eustatique (G) annonçant le maximum d'approfondissements situé dans le Turonien basal.

### Stratigraphie du Campanien

Le Campanien est l'étage du Crétacé supérieur le plus important avec plus de 200 mètres de sédiments en Charentes. Il représente ainsi plusieurs types d'environnements de dépôt répartis entre le circo-littoral inférieur et l'infralittoral médian. Deux types de nomenclature permettent de le subdiviser. La première est un découpage lithologique comportant six unités numérotées en chiffres arabes (de 1 à 6) (Platel, 1987, 1996 ; Villier, 1996). La deuxième, établie par les travaux de Andreieff et Marionnaud (1973), Neuman *et al.* (1983) et Platel (1989, 1996), est un découpage en biozones à foraminifères, numéroté en chiffres romains (de I à IX) :

- le Campanien 1 (= biozone C I et C II) ; il est représenté par près de 50 mètres de calcaires crayeux ; ils montrent sur les falaises de Gironde une rythmicité de la stratification marquée par l'abondance des spongiaires et des nodules siliceux gris/noirs ;
- le Campanien 2 (= biozone C III) ; il est constitué d'une alternance crayo-marneuse ici encore très rythmée ; les spongiaires et les bryozoaires y sont toujours dominants, mais les nodules siliceux y sont moins abondants ;
- le Campanien 3 (= biozone C IVa et b, C V) ; c'est un calcaire marno-crayeux blanc à jaune de 50 mètres d'épaisseur ; sa stratification est très faiblement marquée en C IV alors qu'elle réapparaît nettement en C V ;
- le Campanien 4 (= biozone C VIa et b) ; calcaire plus bioclastique que les précédents, il est marqué sur la côte par l'arrivée d'*Orbitoides media* alors que son apparition se fait postérieurement plus au sud-est ;
- le Campanien 5 (= biozone C VII et C VIII) ; c'est un niveau riche en faune de calcaires crayeux bioclastiques qui développent des rudistes dans leur partie inférieure et d'importantes lumachelles à huîtres dans leur partie supérieure ;
- le Campanien 6 (= biozone C IX) ; attribué anciennement au Maastrichtien basal (Platel, 1996), cette partie peu épaisse n'est visible que dans de rares coupes non étudiées ici.

### Evolution séquentielle.

Les travaux de Platel (1987, 1996) ont permis de définir un découpage séquentiel de la pile Crétacé supérieur de la Plate forme Nord-Aquitaine.

Les grandes tendances observées sont d'après celui-ci :

- Une grande tendance à l'approfondissement entre le début du Cénomanien et le Turonien inférieur. Elle est marquée par une évolution progressive depuis des dépôts fluviaux et margino- littoraux au Cénomanien inférieur, vers des marnes distales au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. Nous détaillerons cette évolution lors du dernier jour de l'excursion
- Une tendance régressive durant le Turonien, marquée par l'installation de faciès à rudistes, puis par une forte chute à la limite Turonien-Coniacien, associée à une reprise de la sédimentation



## ***Troisième journée : les dépôts crayeux de Touraine et des Charentes.***

### **Arrêt 8 : Coupes de Barzan : les Monards et le Pilou. Début du Campanien supérieur**

Les coupes de Barzan (au lieu-dit les Monards et sur la falaise du Pilou), situées globalement en continuité, permettent d'observer les dépôts du début du Campanien supérieur (biozones CIV et CV). La série de calcaires crayeux commence sur la plage du lieu dit les Monards au dessus de faciès plus marneux riches en spongiaires qui correspondent aux dépôts de la biozone CIII. Ces dépôts décrits comme des « marnes rubanées à intercalation de calcaire à silex » (Platel, 1987) correspondent à des environnements de vasière distales, riches en terriers de type *Zoophycos*.

Un hardground forme la transition vers les faciès crayeux. Les faciès crayeux de la base sont bioclastiques et relativement mal stratifiés, à nombreux nodules silicifiés correspondant à des spongiaires (photo 1 planche 17). Outre la richesse en spongiaires, figurent de nombreux bryozoaires formant localement de petits biohermes dans les bancs situés un peu plus haut (base de la coupe du Pilou). Echinodermes, lamellibranches (ostréidés pycnodontes et pectinidés), serpulidés et brachiopodes sont fréquents. Dans les niveaux de la base de l'unité CIV, les types d'échinodermes rencontrés permettent un calage paléobathymétrique. La présence de *Bolbaster* et de pentacrinés permettent d'attribuer ces dépôts à un environnement circalittoral supérieur.

D'un point de vue sédimentologique, on remarquera les points suivants :

- ces faciès sont relativement riches en bioclastes ;
- le taux de fragmentation est modéré (la majorité des bioclastes sont fracturés, cependant une grande partie de ceux-ci sont supérieurs à 5 mm ;
- si des bandes plus bioclastiques s'observent parfois, aucun alignement clair n'est observé ;
- aucune figure d'érosion n'est visible.

Ces critères suggèrent, par analogie avec les dépôts de Haute Normandie, une activité hydrodynamique présente mais modérée et plaide pour une position proche de la limite offshore supérieur proximal-médian.

La coupe se continue à l'Est, dans les falaises du Pilou (figure 38 et carte 7).



**Carte 7 : Position des coupes de Barzan (fond : site Google Earth).**

Au dessus de quelques bancs encore mal stratifiés, les dépôts du tiers inférieur de cette falaise sont marqués par une mise en banc très marquée sous forme d'alternances métriques, délimitées par des niveaux indurés à nombreux silex, assimilables à des firmgrounds ou à des niveaux de silex alignés. Ces bancs apparaissent en groupes de 4 ou 5 et pourraient correspondre à l'expression d'une cyclicité de type Milankovitch. Cette cyclicité s'estompe progressivement vers le haut. Au milieu de la falaise, une stratification

peut apparaître localement à la faveur de l'altération superficielle, pour disparaître dans le tiers supérieur de la falaise. La majorité des dépôts appartient à la biozone CIV, le sommet de la falaise plus massif appartenant à la biozone CV (figure 38).

La base de la coupe de la falaise du Pilou est marquée par des faciès bioclastiques à très bioclastiques, avec de fréquentes colonies de bryozoaires. Les bioclastes sont moyennement à très fracturés. Des alignements de bioclastes peuvent s'observer. Ces faciès correspondent à des dépôts où l'hydrodynamisme est relativement élevé, situés sur critères paléoécologiques dans le circalittoral supérieur par Néraudeau et Villiers (1997).

La stratification est mieux prononcée au-dessus de ces bancs, et s'exprime en groupes de cycles. Au sommet du premier groupe de cycles figure une lumachelle à pycnodontes dont les éléments sont déconnectés, mais faiblement transportés, traduisant probablement un milieu de dépôt modérément agité.

Au dessus de cette lumachelle, les dépôts montrent un approfondissement progressif. Ils ne sont pas atteignables en falaise, mais peuvent être observés à la faveur de blocs éboulés.

L'approfondissement est bien caractérisé par l'augmentation de l'abondance des *Micraster* dans les faciès rythmés autour de la lumachelle à Pycnodontes, puis par l'apparition d'*Echinocorys* dans les bancs moins stratifiés situés au-dessus. Les faciès les plus profonds sont atteints au niveau des dépôts de la biozone CV où des environnements circalittoraux inférieurs très riches en *Echinocorys* sont identifiés (Néraudeau et Villiers, 1997).

Cette transgression est bien visible au niveau sédimentologique. Les faciès de la partie supérieure de la biozone CIV (CIVb) montrent des dépôts peu bioclastiques à bioclastes très fracturés « en purée » qui présentent de fortes ressemblances avec les faciès d'offshore supérieur médian à distal de la Craie de Haute Normandie. Les faciès de la biozone CV sont quant à eux très proches des faciès fins très bioturbés, monotones et très pauvres en bioclastes, qui caractérisent les dépôts d'offshore inférieur de Haute Normandie.



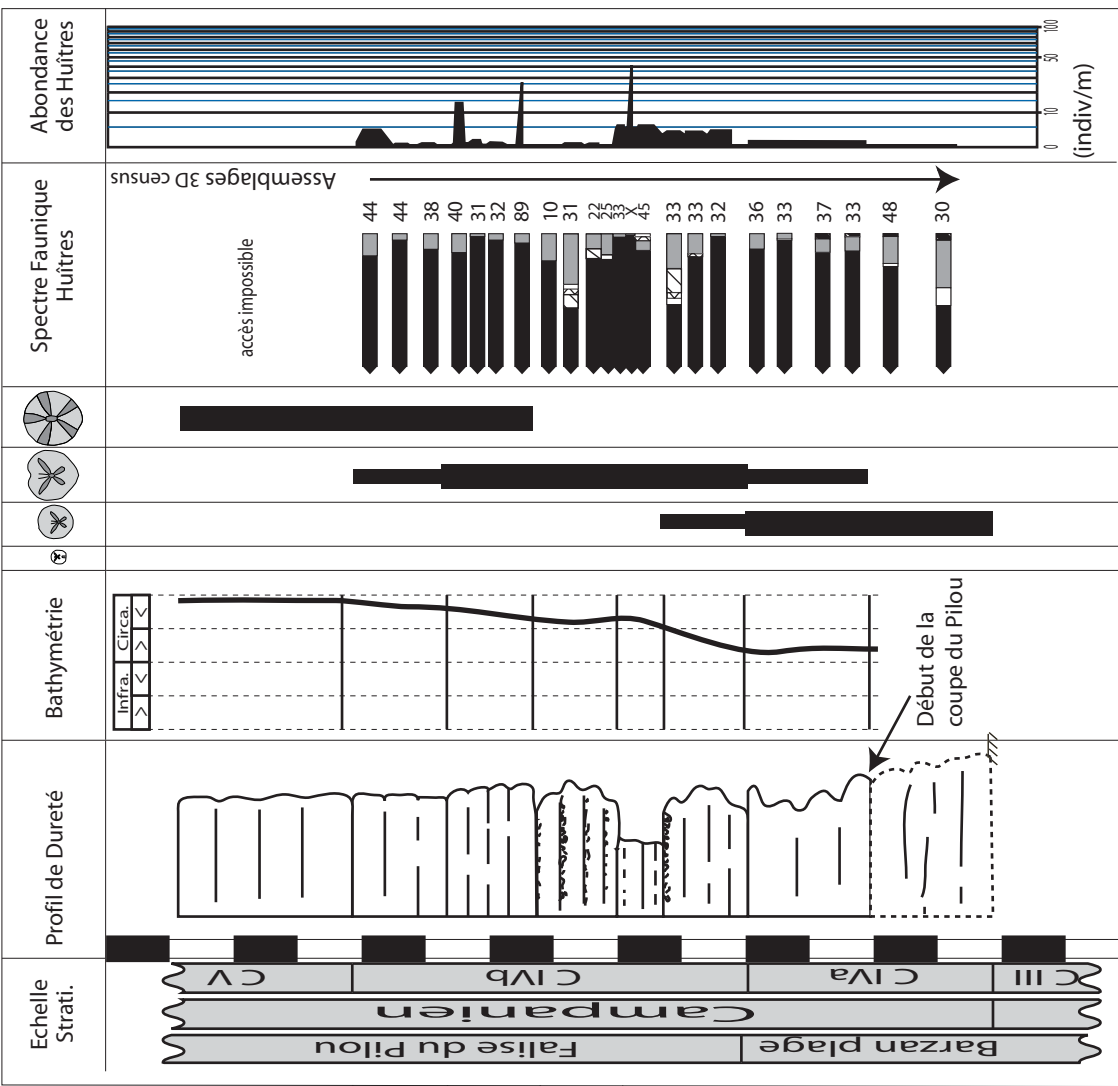
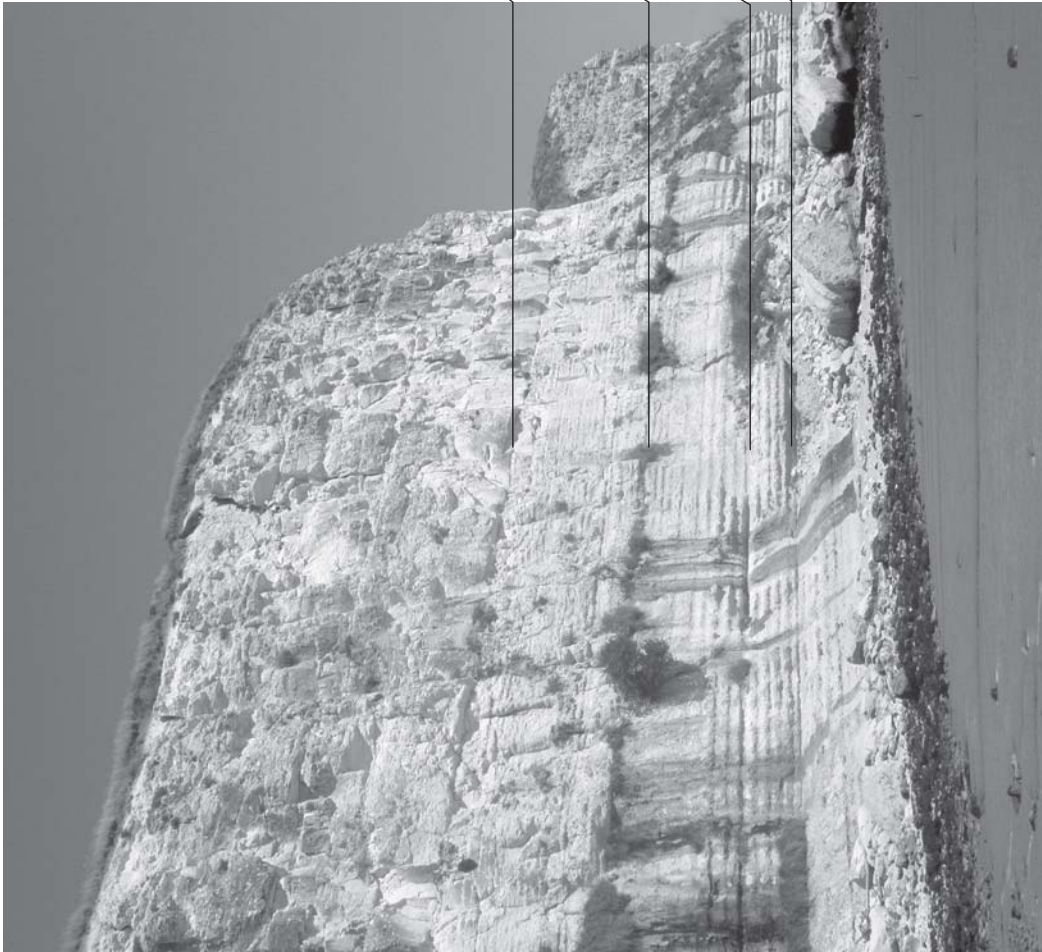


Figure 38 : Coupes de Barzan , distribution des faunes, estimation de la paléobathymétrie d'après Videt 2003 et Néraudeau et villiers (1997) et position des biozones sur la falaise du Pilou

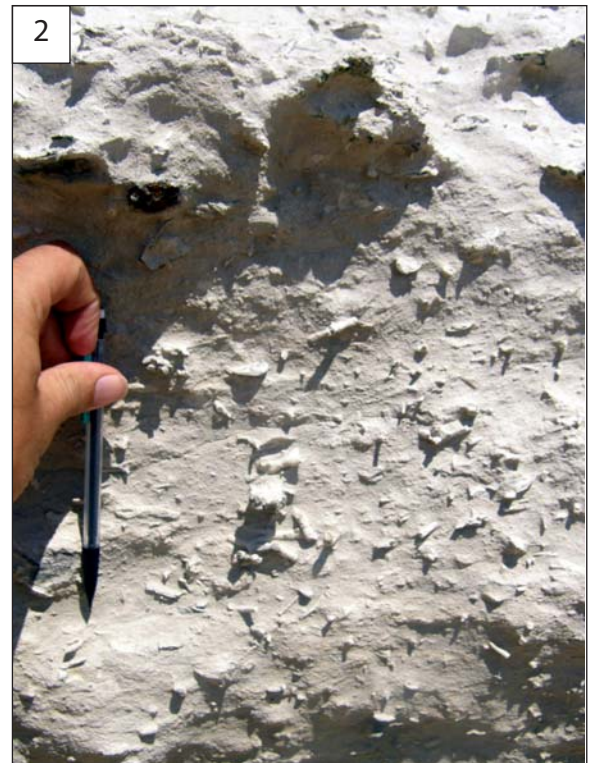


Planche 15 :Faciès de la coupe Les Monards-Pilou:

1: Faciès de la base de la coupedes Monards; 2: faciès de la base de la Coupe du Pilou., 3: Lumachelle à pycnodontes de la coupe du Pilou 4: faciès de la partie supérieure de l'unité CIV b, 5: Faciès de l'unité CV.



## Troisième journée : les dépôts crayeux de Touraine et des Charentes.

### Arrêt 9 : Coupes de Meschers : le Pigeonnier et la plage des Nonnes.

Cette série sédimentaire, observée en deux points, correspond aux dépôts crétacés les plus récents préservés sur le littoral charentais. Les deux coupes (figure 39) s'inscrivent dans les biozones CVII et CVIII, ou Campanien 5 de Platel (1987).

La coupe du Pigeonnier montre le passage entre les biozones CVII et CVIII. Le sommet de la biozone CVII est marqué par un hardground à pycnodontes au-dessus duquel figure une vire de trois mètres environ (figure 37). Viennent ensuite 7 m de faciès plus jaunes, plus grossiers, à nombreux huîtres et rudistes.

Les caractéristiques des faciès (photo 1, planche 16) situés sous le hardground (photo 2) marquant la limite CVII-CVIII montrent un milieu à hydrodynamisme élevé ((très bioclastiques à fracturation intense), confirmé par l'abondance des *Nucleopygus*, associés à de petits *Bolbaster*, qui signent un milieu infralittoral moyen, Néraudeau et Villiers, 1997).

Les dépôts de la vire présentent des faciès plus fins et plus marneux, moins bioclastiques (photo 3 planche 16), des firmgrounds figurant fréquemment dans ces dépôts. Ces derniers correspondent à une vasière plus distale, et contiennent essentiellement des mollusques (*Ceratostreon*, *Plagiostoma*). Des *Bolbaster* de grande taille y figurent ainsi que quelques *Micraster*. Vers le sommet de la vire, les dépôts se chargent en bioclastes. Des rudistes coloniaux y apparaissent.

Les dépôts plus jaunes du sommet de la coupe sont nettement plus grossiers, ils sont constitués d'alternances de bioconstructions à huîtres (photo 4) et d'interbanes en creux (photo 5). Dans les bancs bioconstruits, les pycnodontes dominent, mais les *Ceratostreon* peuvent être relativement abondants. Des rudistes accompagnent fréquemment les huîtres (photo 4). Les interbanes sont également très bioclastiques mais sont quant à eux constitués d'éléments abondamment fracturés et remaniés par les tempêtes (photo 5). Ils contiennent essentiellement des fragments d'huîtres remaniés et surtout de très nombreux *Orbitoides* de grande taille. Cette série d'alternances sera redétaillée sur la coupe de la plage des Nonnes.

La tendance régressive depuis les faciès sous-jacents est en outre bien visible par la transition visible d'après les faunes d'échinodermes :

- Grands *Bolbaster* et *Micraster* dans les faciès de vasière distale,
- Petits *Bolbaster* et pentacrines à la transition vasière-bioconstruction,
- Apparition des premiers *Nucleopygus* dans les bioconstructions « bien établies ».



Carte 8 : Position des coupes de Meschers

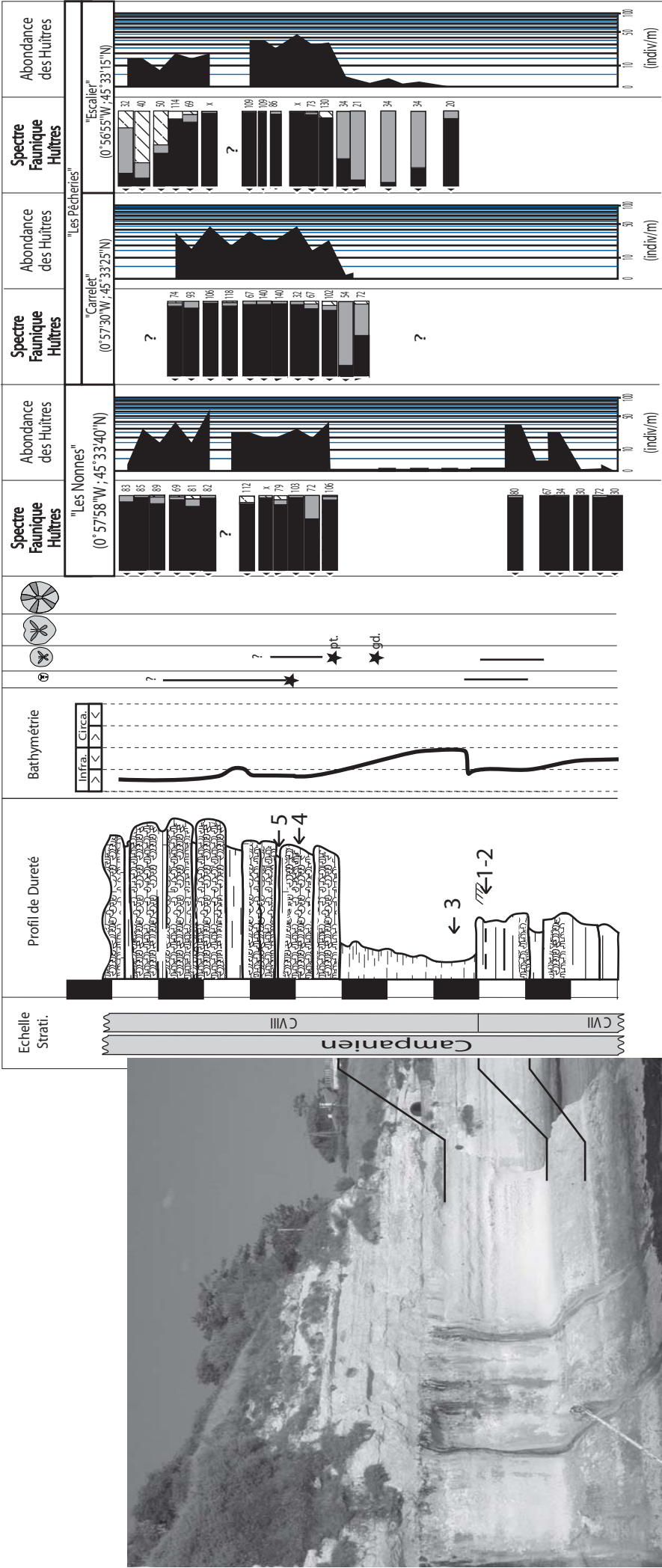


Figure 39: Coupe du Pigeonnier sur la commune de Meschers et spectre fauniques mesurés sur plusieurs coupes de Meschers, Les chiffres indiquent la position des photos de la planche 16.



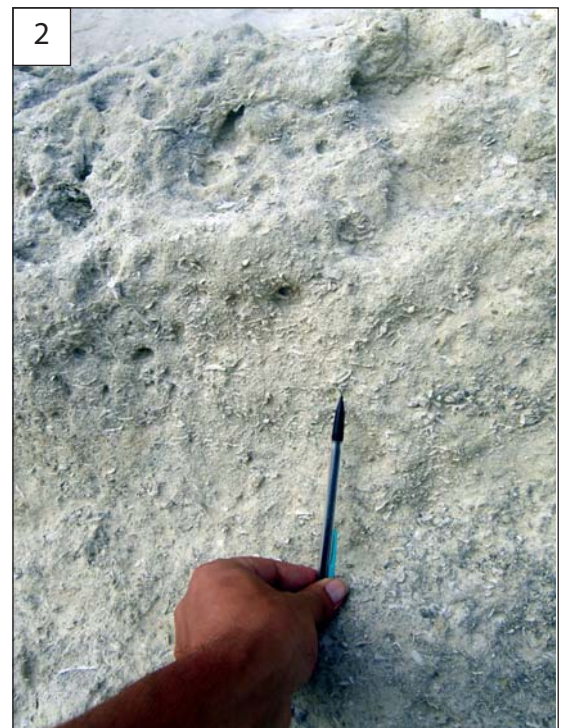


Planche 16 : Faciès de la coupe de Meschers. Appel des photos dans le texte et position sur la figure 37.



## ***Troisième journée : les dépôts crayeux de Touraine et des Charentes.***

---

### **Arrêt 10 : Coupe de Saintes**

Cet arrêt ne fera pas l'objet d'une étude très détaillée, le but étant uniquement de montrer les faciès du Santonien stratotypique. Nous profiterons des travaux routiers sur la zone périphérique de Saintes ayant mis à jour de beaux affleurements, pour montrer le faciès sous lequel affleure le Santonien de la région.

L'analogie avec les faciès distaux de la Craie du Bassin de Paris est ici frappante. Les dépôts sont marqués par leur aspect monotone, leur structure fine et très peu bioclastique, la présence de petits niveaux légèrement indurés de type firmgrounds et une bioturbation importante. Les faunes sont relativement rares, à l'exception de quelques pycnodontes de grande taille. Ces dépôts semblent correspondre à des faciès d'offshore inférieur.



**Figure 39 : Santonien de Saintes**

## Quatrième journée : les dépôts cénomaniens des Charentes.

### Sédimentologie et environnements sédimentaires:

De nombreux travaux (Moreau, 1993 ; Platel, 1987 ; Néraudeau *et al.*, 1997, Guillocheau *et al.*, 2003) ont permis d'établir le cadre stratigraphique, paléogéographique et séquentiel des dépôts cénomaniens de la plate-forme Nord-Aquitaine. L'essentiel des dépôts cénomaniens correspond à des environnements mixtes terrigènes-carbonatés plus ou moins restreints (figure 40). Les faciès proximaux terrigènes varient entre des dépôts continentaux et estuariens et des dépôts confinés de type lagon. Les faciès carbonatés sont plus ouverts et représentés soit par des profils de type plate-forme barrée à récifs (ou bioconstructions à rudistes), soit par des profils de type rampe barrée dans lesquels le déferlement de la houle crée une zone de haut-fond isolant en arrière des faciès terrigènes internes. Ces profils évoluent au cours du Cénomanien et sont plus ou moins restreints. La figure 41 (Videt, 2003) montre l'évolution des profils au cours du Cénomanien et les unités lithologiques correspondantes.

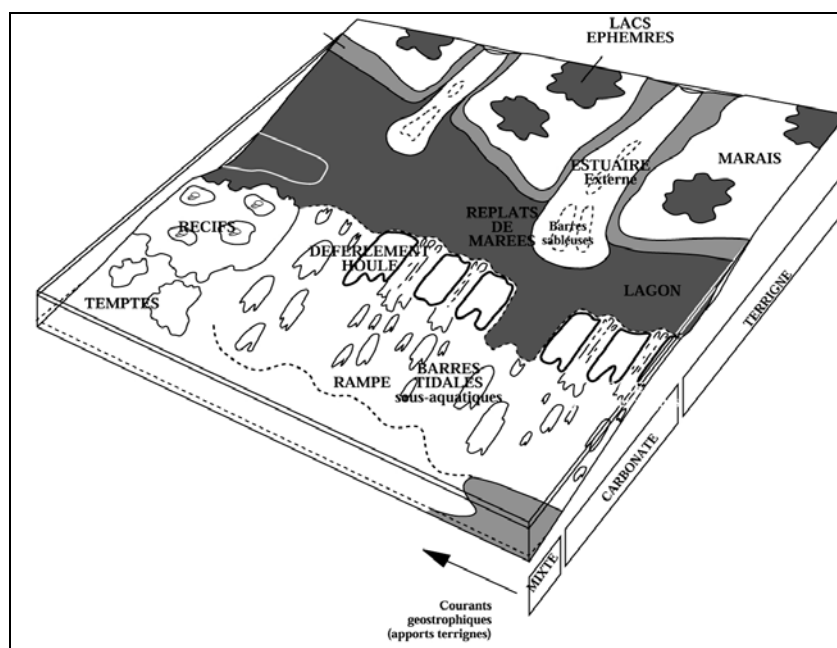


Figure 40: Profil de dépôt général du Cénomanien des Charentes (Guillocheau *et al.*, 2003)

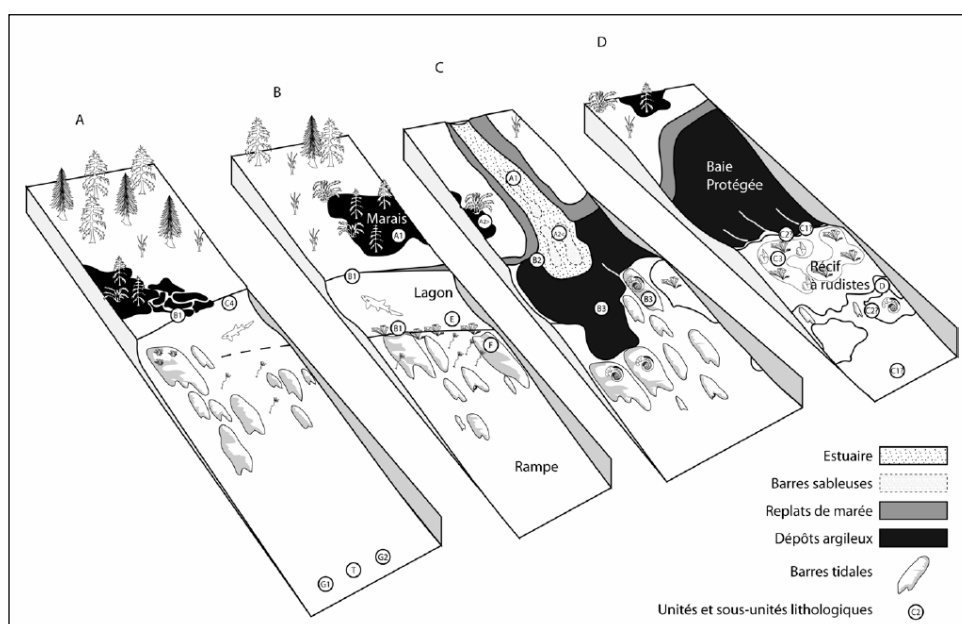


Figure 41 : Evolution des profils de dépôts au cours du Cénomanien et unités lithologiques correspondantes

## ***Quatrième journée : les dépôts cénomaniens des Charentes.***

### **Arrêt 11 : Coupe de l'Île Madame.**

La coupe réalisable autour de l'Île Madame (carte 9) permet d'observer une grande partie du Cénomanien des Charentes, à l'exception de sa partie la plus basale (unité A). Elle se répartit en trois points d'observations, la coupe de Piédemont au sud est de l'Île Madame où les sous-unités B1 et B2 affleurent, la coupe de l'Île Madame proprement dite, démarrant dans la sous-unité B3 et finissant au sommet de l'unité F ; et la coupe de Port-des-Barques immédiatement au Nord Est de l'Île Madame, démarrant en base de l'unité G et finissant dans le Turonien.



**Carte 9 : Position des coupes autour de l'Île Madame**

### **Coupe de Piédemont**

La coupe commence par les dépôts de l'unité B (Cénomanien inférieur), sur la commune de Port-des-Barques, lieu-dit Piédemont. Cette unité est constituée de faciès proximaux, mixtes terrigène-carbonaté, marquant l'installation progressive de conditions marines. L'unité B est marquée à sa base (B1) par des dépôts plus ou moins carbonatés de haute énergie marqués par une influence tidale fréquente alternant avec des dépôts d'argiles ligniteuses marquant des intervalles plus continentaux. L'unité B2 correspond à des dépôts sablo-glaucconieux semblant correspondre à des dépôts de type tidal flat. Seule la base de l'unité B3, plus carbonatée, est visible dans cette coupe.



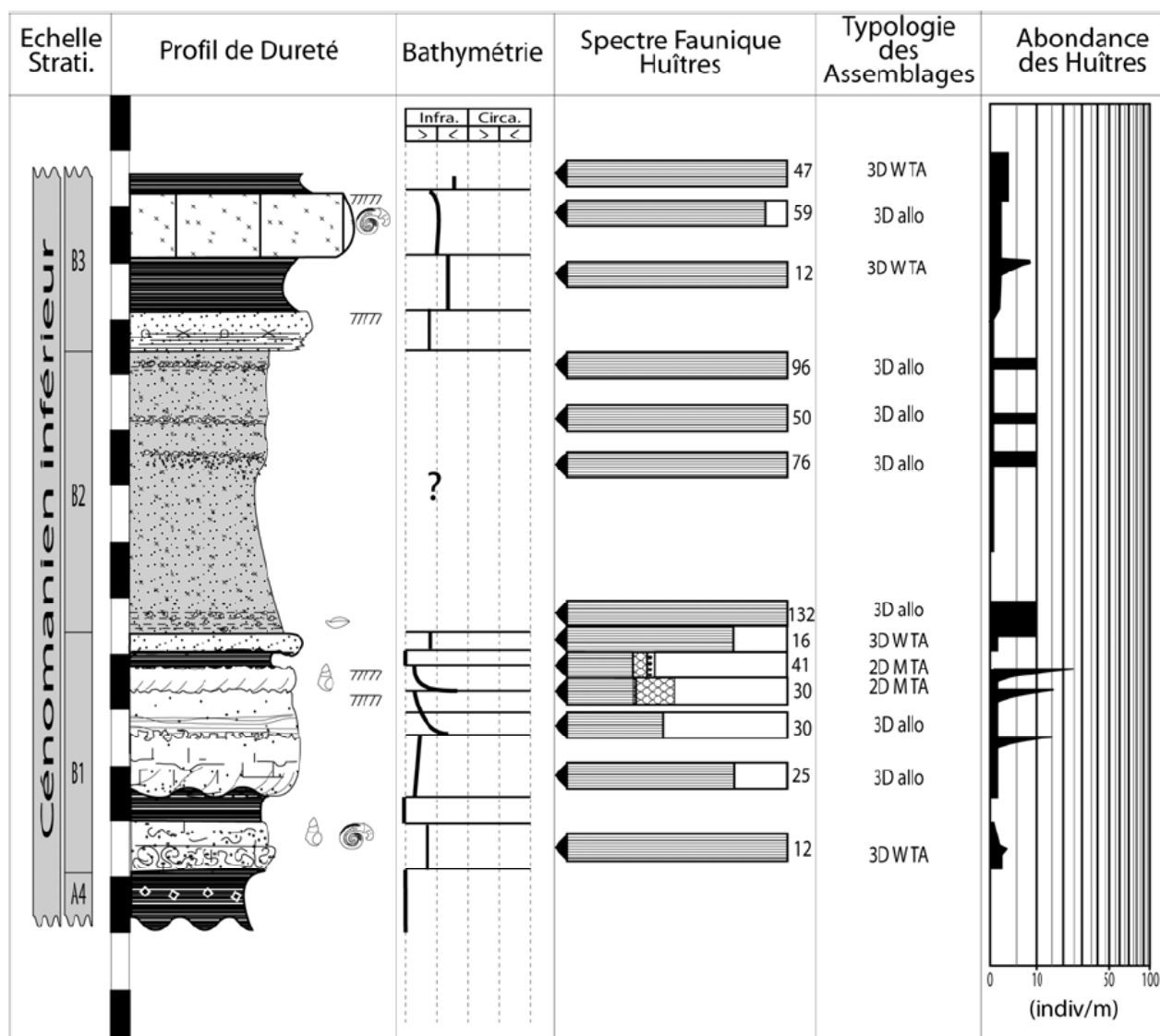


Figure 42 : Coupe de Piedmont.(Videt, 2003)

### Coupe de l'île Madame

Cette coupe débute dans l'unité B3 (Cénomanien inférieur). Cet ensemble est constitué d'une succession de barres carbonatées à rudistes (au nombre de cinq sur l'île) alternant avec des épisodes plus marneux, plus ou moins développés. Les barres carbonatées sont des amorces de bioconstructions à rudistes contenant essentiellement *Ichtyosarcollites triangulari* (photo 1, planche 17), des *Neitheia* et des échinides. Le sommet de chacune de ces barres est marqué par un arrêt de sédimentation et l'implantation du rudiste *Sphaerulites foliaceus*. Les intercalations argileuses contiennent fréquemment des lumachelles à huîtres (*Rhyncostreon suborbiculatum*). Plusieurs des intercalations marneuses semblent correspondre à des environnements plus distaux que les bioconstructions. A l'inverse, l'intervalle argileux situé au-dessus de la 3<sup>ème</sup> barre, (au niveau de laquelle nous démarrerons la coupe), est constitué d'argiles noires qui caractérisent un milieu de vase proximale abritée.

Au sommet de ces alternances figure une lentille argilo-marneuse, marquant le passage à l'unité C. Cette lentille contient de très nombreux ostréidés, de très nombreux articles de pentacrines, des échinides, des brachiopodes ainsi que des rudistes (*Ichtyosarcollites triangularis*). Ces faunes indiquent un amalgame important de différents milieux de dépôts. La présence de pentacrines atteste d'un environnement de dépôt relativement profond et traduit un approfondissement majeur. Ce niveau est daté du Cénomanien moyen par corrélation. Les bancs situés juste au-dessus sont datés du Cénomanien moyen par la présence de *Praealveolina gr. cretacea*.

Au dessus de cette lentille, la base de l'unité C est formée par des faciès carbonatés où deux petits hardgrounds séparés par des faciès relativement distaux s'individualisent. Immédiatement au-dessus figurent des dépôts fins légèrement marneux très riches en échinides (*Periaster elatus*, *Mecaster grossouvrei*) qui

témoignent d'environnement infralittoraux inférieurs à circalittoraux supérieurs. Ces faciès marquent le passage à la sous-unité C2.

La suite de la coupe voit l'installation progressive de conditions « récifales » avec tout d'abord des faciès micritiques gris (C2) à nombreux rudistes échinides (spatangues) et brachiopodes, correspondant à des environnement de vasière péri récifale (photo 2, planche 17).

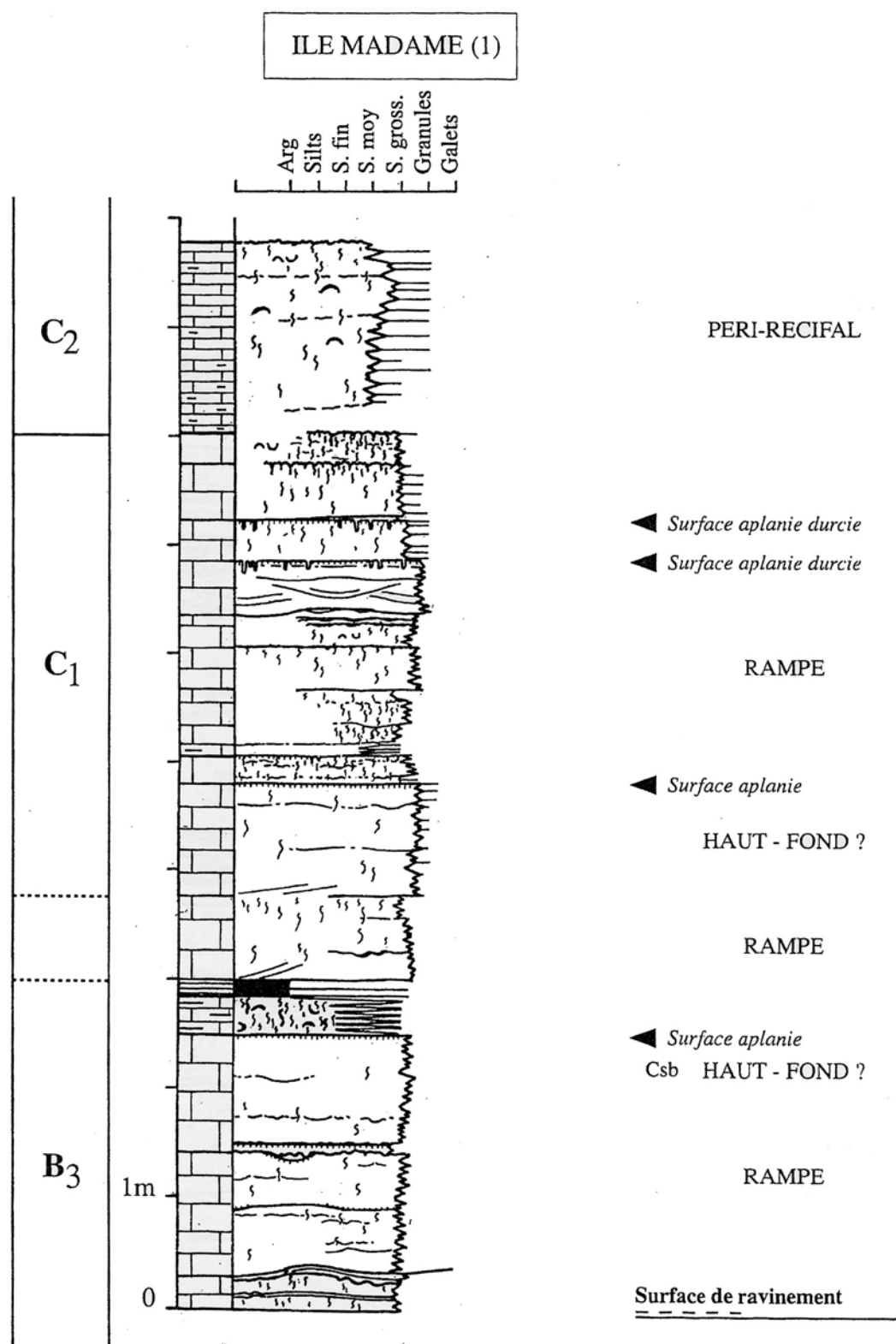


Figure 43: Première partie de la coupe de l'île madame (Guillocheau et al., 2003)

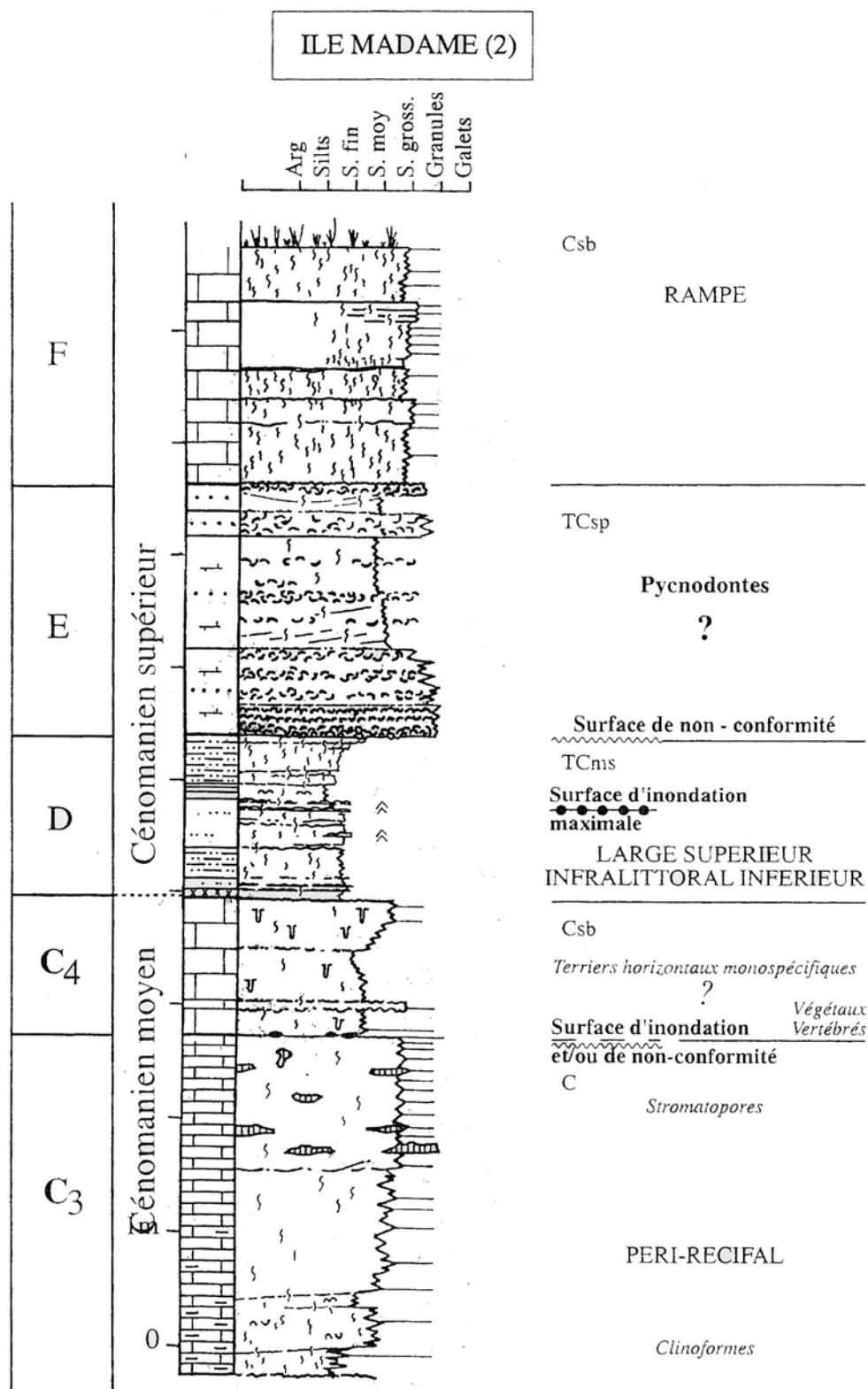
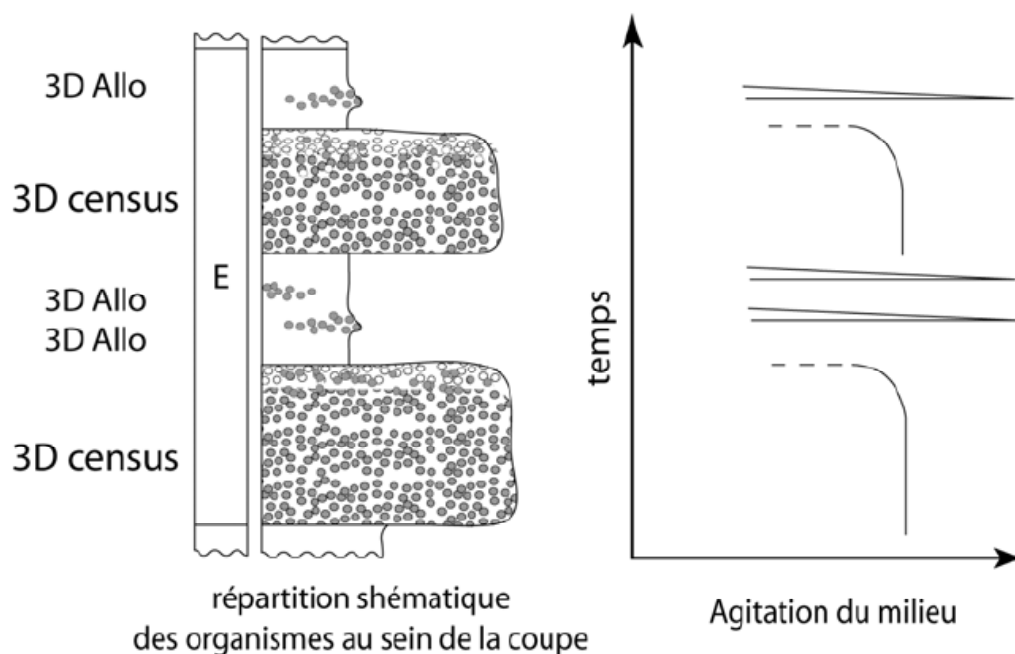


Figure 44 deuxième partie de la coupe de l'île Madame (Guillocheau et al., 2003).

Au-dessus de faciès à grands clinoformes (péirécifaux), se produit l'installation de faciès récifaux (C3) dominés par les rudistes (*Caprina adversa*, *Polyconites operculatus*), les stromatopores et les gastéropodes (nérinées, strombes). Au-dessus d'une surface d'érosion bien marquée, figurent des faciès sableux (C4) (photo 3, planche 17) ayant livré une faune de vertébrés marins abondants (varans, poissons malacophages), et de nombreux débris de plantes (conifères *Frenelopsis* et *Glenrosa*) (Vullo, 2005). Ces faciès correspondent à la mise en place de milieux très proximaux et donc à une très forte régression. Ils sont marqués par plusieurs arrêts de sédimentation, chacun étant accompagné d'encroûtement d'huîtres (*Rastellum diluvianum*). L'unité C4 est datée du Cénomanien supérieur par la présence de *Calycoceras naviculare*.

L'unité D métrique correspond ici à des calcaires argileux et des marnes silteuses contenant des nautilus et quelques échinides de vasière (*Periaster*, *Mecaster*). Les échinides rencontrés témoignent d'un nouvel approfondissement dans l'infralittoral, tandis que la présence de Nautilus met en évidence des conditions ouvertes.

L'unité E correspond quant à elle à des sables et grès glauconieux à bioconstructions à huîtres (photo 4, planche 17). Ces faciès témoignent de conditions plus proximales que dans l'unité précédente. Deux bioconstructions s'observent successivement, chacune étant constituée essentiellement par des pycnodontes (*Pycnodonte biauriculata*) et terminée par des niveaux à *Rhynchostreon*. L'analyse de ces niveaux permet d'identifier des phases de construction par les pycnodontes, puis de démantèlement progressif avec installation de *Rhynchostreon* plus opportunistes, et enfin la présence de dépôts de tempêtes constitués de coquilles d'huîtres remaniées (photo 5, planche 17). Elle permet également d'estimer les conditions paléoenvironnementales ainsi que les temps de dépôts préservés dans ces accumulations (figure 45).



**Figure 45:** Interprétation paléoenvironnementale des niveaux à huîtres de l'unité E de l'île Madame, les points représentent les répartitions des huîtres, les cercles gris représentent les *Pycnodonte biauriculata*, les points blancs les *Rhynchostreon suborbiculatum*.

L'unité F est constituée de dépôts plus carbonatés : « Calcaire supérieur à *Ichtyosarcolithes* ». Ces calcaires bioclastiques grossiers contiennent des huîtres en quantité variable (*Rhynchostreon suborbiculatum*, *Rastellum carinatum* et *Rastellum diluvianum*), de nombreux rudistes (*Ichtyosarcolithes triangularis* et *Praeradiolites*), des échinides marqueurs d'environnement infralittoraux peu profonds (*Nucleopygus* et *Archiacia*) et de haute-énergie.





Planche 17: Faciès de la coupe de Meschers

1: Bioconstructions à rudistes du Cénomanien inférieur (B3); 2 : transition entre les faciès de vasière et les faciès périrécifaux ( C2-C3); 3: Passage entre les faciès récifaux de C3 et les faciès sableux de C4, (passage Cénomanien moyen -supérieur); 4: Bioconstruction à huîtres de l'unité E (Cénomanien supérieur) ; 5: Faciès de tempêtes au sommet d'une bioconstruction à huîtres (unité E, Cénomanien supérieur)

### Coupe de Port des Barques

La fin du Cénomaniens affleure après une légère lacune d'observation (contact F-G) à Port-des-Barques. Cet affleurement se présente en deux parties séparées par une faille normale orientée N 080 et plongeant vers le SW.

La coupe débute à l'est de cette faille par la sous-unité G1 ; elle est constituée de calcaire gréseux riches en huîtres dont la quantité de glauconie décroît vers le sommet. Les évidences de tempêtes y sont fréquentes. La mise en bancs de l'unité G1 correspond à six lumachelles successives dont Videt (2003) a mis en évidence les différentes caractéristiques et montré que les quatre lumachelles inférieures sont constituées majoritairement d'éléments allochtones tandis que les deux lumachelles supérieures peuvent être considérées comme autochtones. Nous détaillerons sur le terrain les différents critères permettant cette interprétation (type et état de fracturation, distribution de taille des éléments, présence de figures sédimentaires).

La sous-unité supérieure G2 est un calcaire marneux séparé de G1 par un niveau bioturbé. Cette sous-unité est riche en échinides (*Leymeriaster*, *Discoïdes*, *Orthopsis*), associés à des brachiopodes, des bryozoaires, des huîtres et quelques ammonites (*Calycoceras*, *Metoicoceras*). Cet ensemble est interprété comme un environnement infralittoral inférieur sur critères paléocologiques

Vers le sommet, des faciès plus marneux s'intercalent entre les faciès calcaires, pour ensuite évoluer vers des marnes grises qui constituent l'essentiel de la falaise. Ces faciès montrent un ennoïement complet de la plate-forme, et correspondent globalement à la limite Cénomaniens-Turonien.

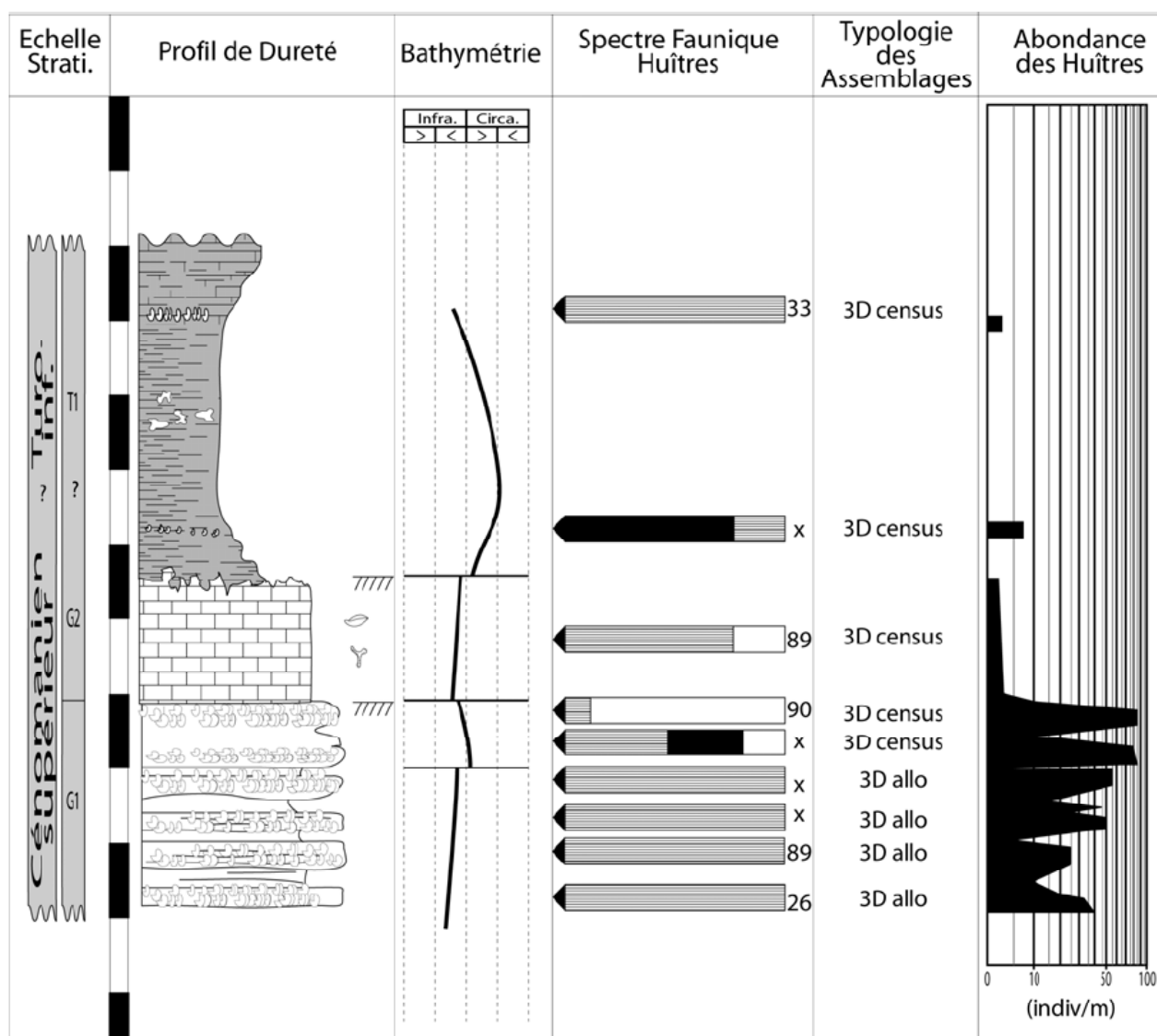


Figure 46 : Coupe de Port des Barques (Videt, 2003)

### Evolution séquentielle du Cénomanien de l'île Madame.

La coupe synthétique du Cénomanien des environs de l'île Madame est reconstituée à partir du log d'Echillais (Guillocheau *et al.*, 2003).

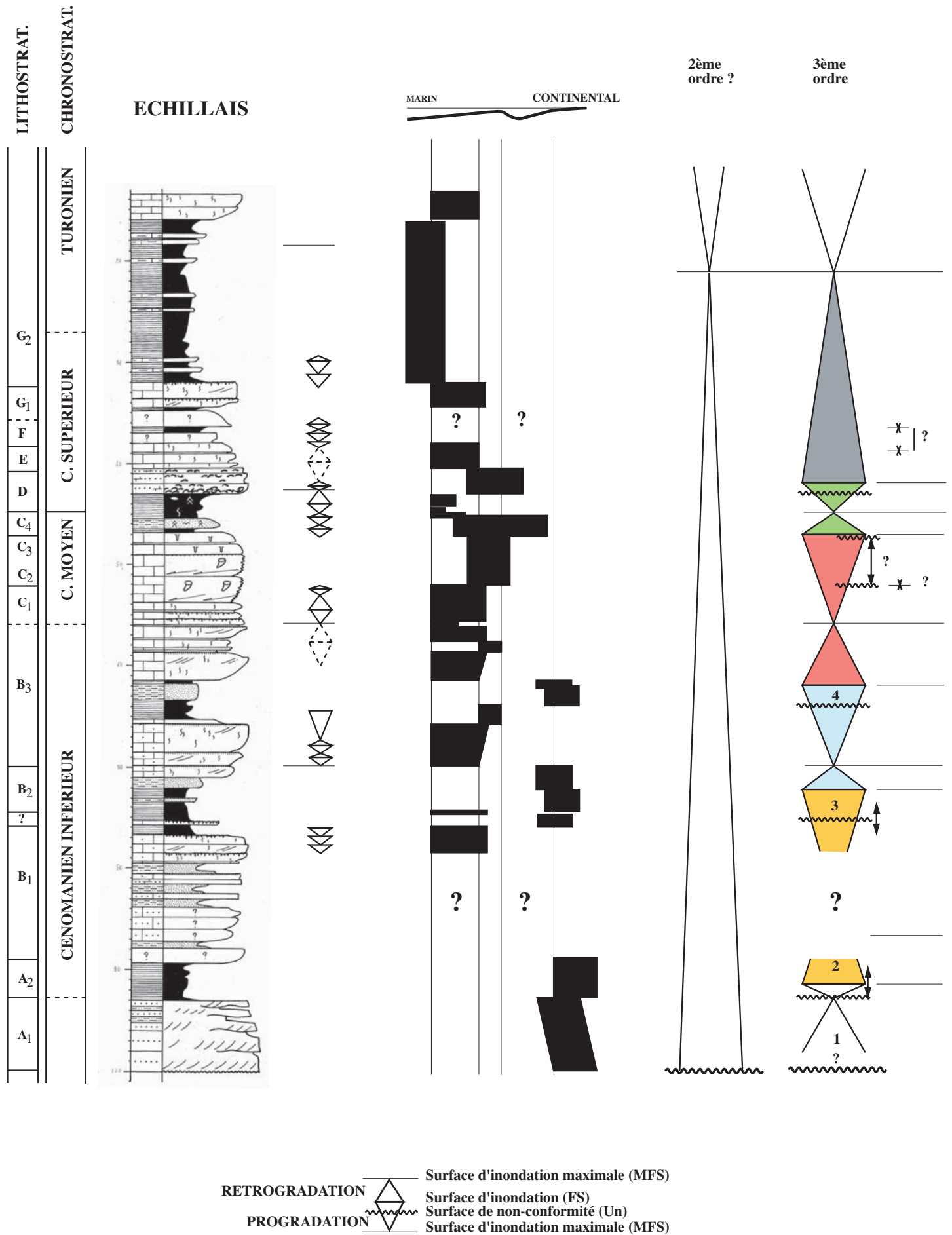
A l'échelle du deuxième ordre, le Cénomanien se dépose sous une grande tendance transgressive jusqu'à la base du Turonien. Cette tendance amène l'installation progressive des faciès carbonatés qui prédomineront durant le reste du Crétacé supérieur.

A l'échelle du troisième ordre, Guillocheau *et al.* (2003) identifient 6 séquences incomplètes dans le Cénomanien (figure 47). Les quatre premières se situant dans le Cénomanien inférieur.

- Les deux premières séquences correspondent à l'installation progressive de conditions marines.
- Les troisième et quatrième séquences ont des expressions similaires avec des alternances de bioconstructions à rudistes et de faciès marneux. La phase transgressive de la séquence 4 correspond cependant à une transgression majeure visible sur la coupe de l'île Madame par la lentille argilo-marneuse riche en pentacrines (limite B3-C1). Cette MFS semble être d'âge Cénomanien moyen basal (cf supra).
- Une alternance (à plus haute fréquence ?) de bioconstruction ou barre carbonatée finissant par un hardground-faciès distaux marque l'unité C1. Nous verrons que la géométrie à grande échelle du Cénomanien des Charentes amène à considérer cette séquence comme du même ordre que celle dont nous discutons ici.
- Une grande tendance régressive (séquence 5) est visible dans la transition entre l'unité C2 (dépôts de vasière péirécifale), l'unité C3 (faciès récifaux) et l'unité C4 (faciès sableux proches de l'émersion). A l'intérieur de cette séquence régressive, deux surfaces de non-conformité peuvent être tracées, celle correspondant à la transition entre les faciès péri-récifaux et les faciès récifaux (limite C2 – C3), et celle qui correspond à la transition entre les faciès récifaux et les sables peu profonds (limite C3-C4). La deuxième surface marque probablement la rupture la plus importante. La phase transgressive de cette séquence est marquée par la mise en place des faciès marneux à Nautilus (D), la présence de ces derniers montrant un profil très ouvert et donc une modification importante du profil de dépôt à la suite de cette transgression.
- La phase régressive de la séquence 6 est marquée par une transition rapide vers les faciès bioconstruits à huîtres de l'unité E. Au dessus de ces faciès, la tendance est à l'enneigement généralisé. Guillocheau *et al.* (2003) y identifient une grande tendance transgressive jusqu'aux marnes situées à la limite Cénomanien-Turonien. Néraudeau *et al.* (1997) et Videt (2003) individualisent cependant deux séquences à l'intérieur de cette phase transgressive, la deuxième séquence démarrant en base de l'unité G1, la MFS de la séquence précédente étant positionnée au sommet de l'unité F. La phase régressive de cette séquence n'est pas préservée.

Les estimations de paléobathymétrie basées sur la paléoécologie (Néraudeau *et al.*, 1997 ; Videt, 2003) permettent de mettre en évidence d'une autre façon les variations de milieux de dépôts (figure 48). Ceci montre de nombreuses variations à haute fréquence dans la partie supérieure du Cénomanien inférieur et la partie inférieure du Cénomanien moyen. Ces variations haute fréquence montrent des variations de niveau marin d'amplitude élevée, marquée par de faibles épaisseurs préservées. La reconstitution de la géométrie des dépôts cénomaniens nous permettra de discuter de l'importance de ces variations quant au schéma séquentiel du Cénomanien.







Coupe  
synthétique

3ème ordre

Paraséquence

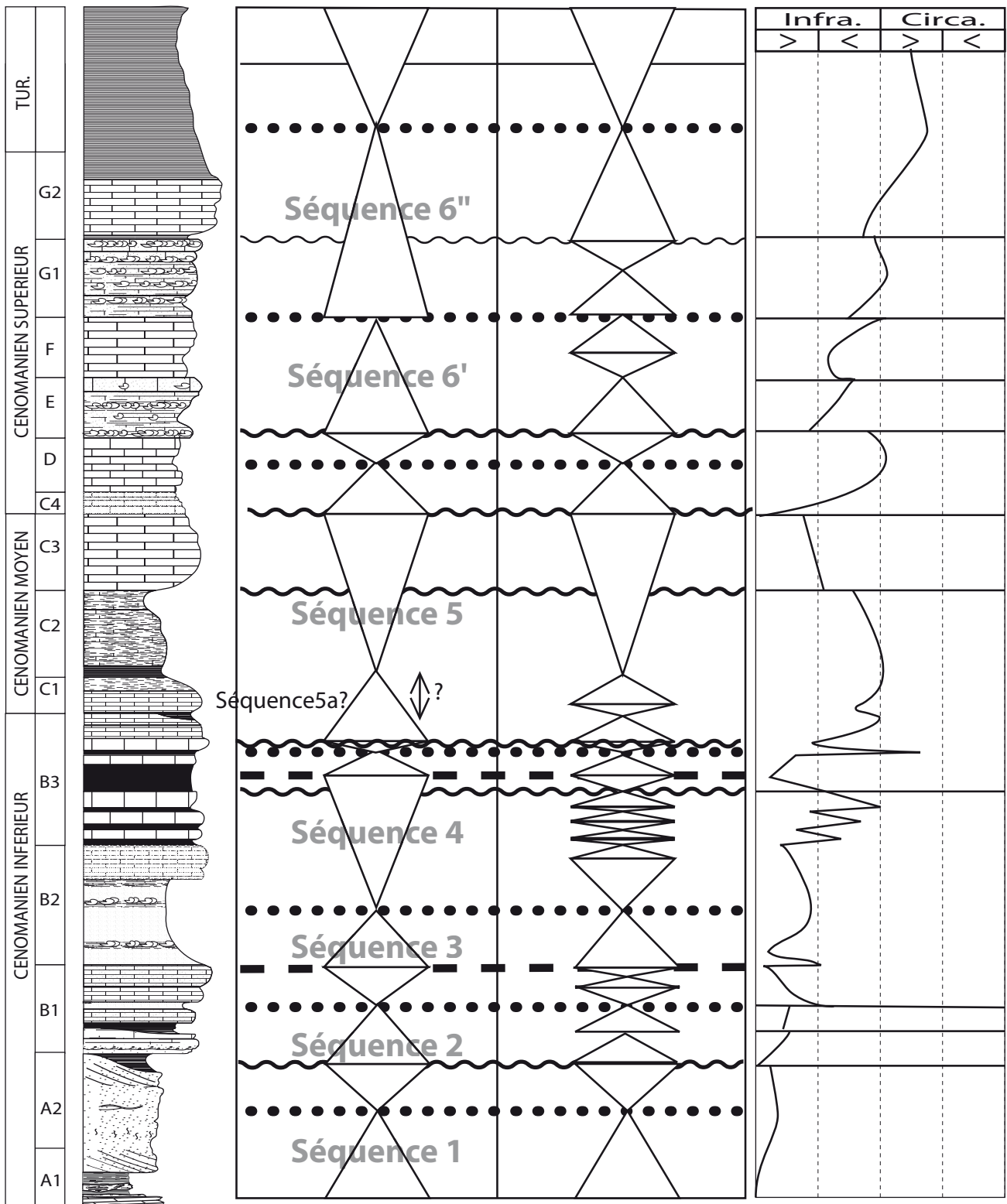


Figure 48 : Coupe synthétique, variations de plaéobathymétrie et proposition de modifications du découpage séquentiel, d'après Videt (2003), modifié.

## ***Variations latérales de faciès et d'épaisseur : transect Echillais-le Verdon***

Un transect proximal-distal entre Echillais et le Verdon (au sud de l'estuaire de la Gironde) permet de revenir sur la hiérarchie des séquences identifiées à l'île Madame.

Les puits atteignant le Cénomaniens basal sont relativement rares ; aussi les distances entre les puits contenant ces niveaux sont telles que l'information livrée par ces puits est difficilement interprétable.

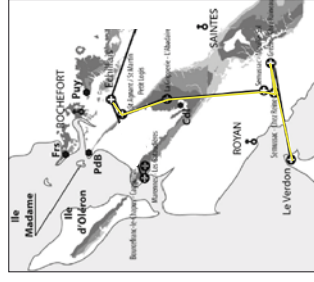
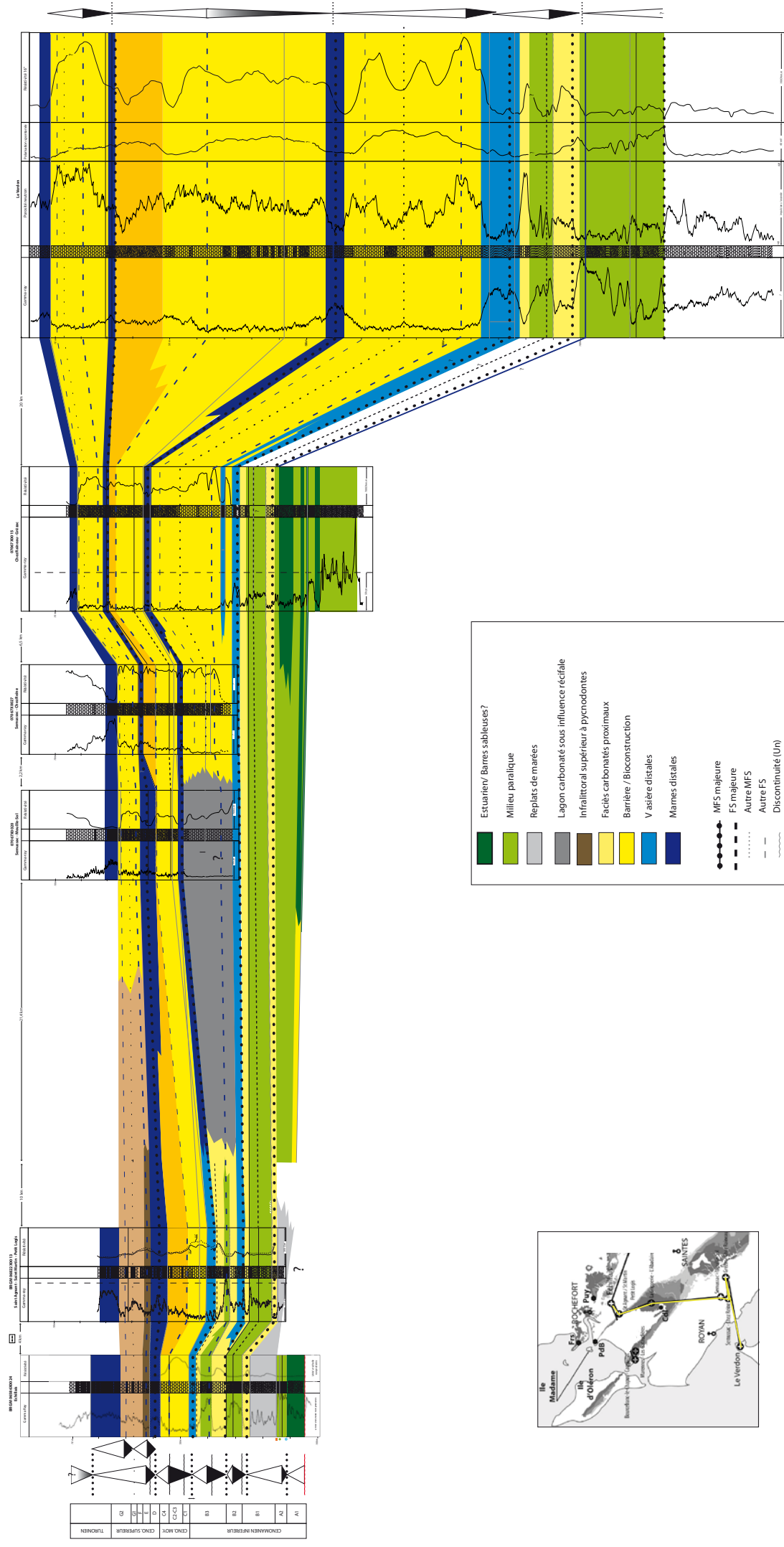
A l'inverse, les puits plus nombreux recoupant le Cénomaniens moyen et supérieur, ainsi que le fait que les profils de dépôts soient plus ouverts donc plus simples à corréler durant cette période, rendent les reconstitutions de la géométrie et des passages latéraux de faciès plus simples à reconstituer. En partant depuis le sommet (MFS Cénomaniens supérieur-Turonien) les séquences de Guillocheau 6, 5, et 4 de Guillocheau sont corrélées sur tout le profil.

La séquence 6 est marquée par une légère augmentation d'épaisseur particulièrement entre Grézac et le Verdon.

Les deux séquences inférieures (4 et 5) ont quant à elles des géométries plus complexes et sont marquées par un épaissement très important en direction du domaine distal.

- La séquence 5 est marquée par le développement d'un prisme progradant de lithologie sableuse d'après les descriptions de cuttings du puits du Verdon qui évoque la lithologie de l'unité C4 de la coupe de l'île Madame. Ce prisme semble donc l'équivalent latéral de cette unité et surtout de la surface d'érosion qui marque la limite entre les unités C3 et C4 à l'île Madame. Il est donc l'expression d'un prisme de régression forcée marquant une chute majeure dans cet intervalle. En dessous de ce prisme s'observe une progradation très marquée des faciès récifaux, montrant une grande tendance à la chute du niveau marin, qui atteint son paroxysme avec le développement du prisme de régression forcée. Cette géométrie confirme l'interprétation séquentielle faite sur la coupe de l'île Madame et les deux surfaces de non conformité identifiées.
- La séquence 4 montre un épaissement également important, notamment des faciès carbonatés de quelques mètres à l'île Madame vers 70m environ dans le forage du Verdon. Cette fois encore deux séquences semblent s'individualiser, la séquence supérieure ne se développant clairement qu'en domaine distal. Dans le cas présent, il est plus difficile de corréler ces deux séquences avec la coupe de l'île Madame. La corrélation qui semble la plus probable semble rapprocher ces deux séquences des variations de forte amplitude observées dans la coupe de l'île Madame dans les unités B3 et C1.
- Ceci suggère que les variations haute fréquence observées dans cet intervalle correspondent à de fortes variations de niveau marin très peu préservées en domaine proximal, mais pouvant être considérées comme des séquences du même ordre que celles identifiées sur la coupe de l'île Madame.

L'ensemble de ces points permet de revenir sur la hiérarchie des différentes séquences du Cénomaniens des Charentes, ainsi que sur la magnitude des événements observés et leur préservation sur une coupe 1D.



PROFIL CHARENTES NORD-SUD

## ***Comparaison du découpage séquentiel de la plate-forme Nord Aquitaine et de haute Normandie***

Les mêmes types d'étude ayant été réalisés sur le Bassin de Paris et la plate-forme Nord Aquitaine, nous discuterons de la corrélation des séquences majeures du Cénomanién et des forçages et paramètres qui contrôlent leur expression.

Nous montrerons que si la corrélation entre les coupes 1D est difficile à réaliser sans ambiguïté, la reconstitution des géométries, qui permet une hiérarchisation nette des séquences et de la magnitude des variations qu'elles représentent, rend beaucoup plus facile ces corrélations.

Si nous ne disposons pas des mêmes arguments géométriques concernant le reste de la pile sédimentaire Crétacé supérieur, nous discuterons également de la comparaison des découpages séquentiels du Bassin de Paris et de la plate-forme Nord-Aquitaine.

Les tendances des séquences de deuxième ordre sont identiques avec :

- une grande tendance transgressive pendant tout le Cénomanién, s'achevant dans le Turonien inférieur.
- Une tendance régressive du Turonien s'achevant dans le Turonien supérieur (Haute-Normandie) ou à la limite Turonien-Coniacien.
- Une tendance transgressive qui s'achève dans le début du Campanien supérieur en Charentes. Cette MFS est relativement mal datée dans le Bassin de Paris, mais semble avoir un âge compatible avec celui rencontré en Charentes.

La FS de deuxième ordre de la fin du Turonien supérieur est un événement majeur de la plaque européenne. Platel (1987) avait déjà montré qu'elle était corrélable dans la plate-forme castillane et dans les Pyrénées orientales. Elle correspond de plus à l'âge du début des inversions de grabens de la partie Est de l'Europe, au début des chevauchements dans le bassin pyrénéo-provençal et d'après Olivet (1996) à une réorientation cinématique majeure en Atlantique Nord. Nous montrerons que cette FS semble correspondre à l'enregistrement du début de la compression liée au cycle alpin au sens large.

A l'échelle du troisième ordre l'essentiel des séquences semblent contemporaines à la précision des données près ; nous discuterons plus en détail de la possibilité de corréler ces séquences.



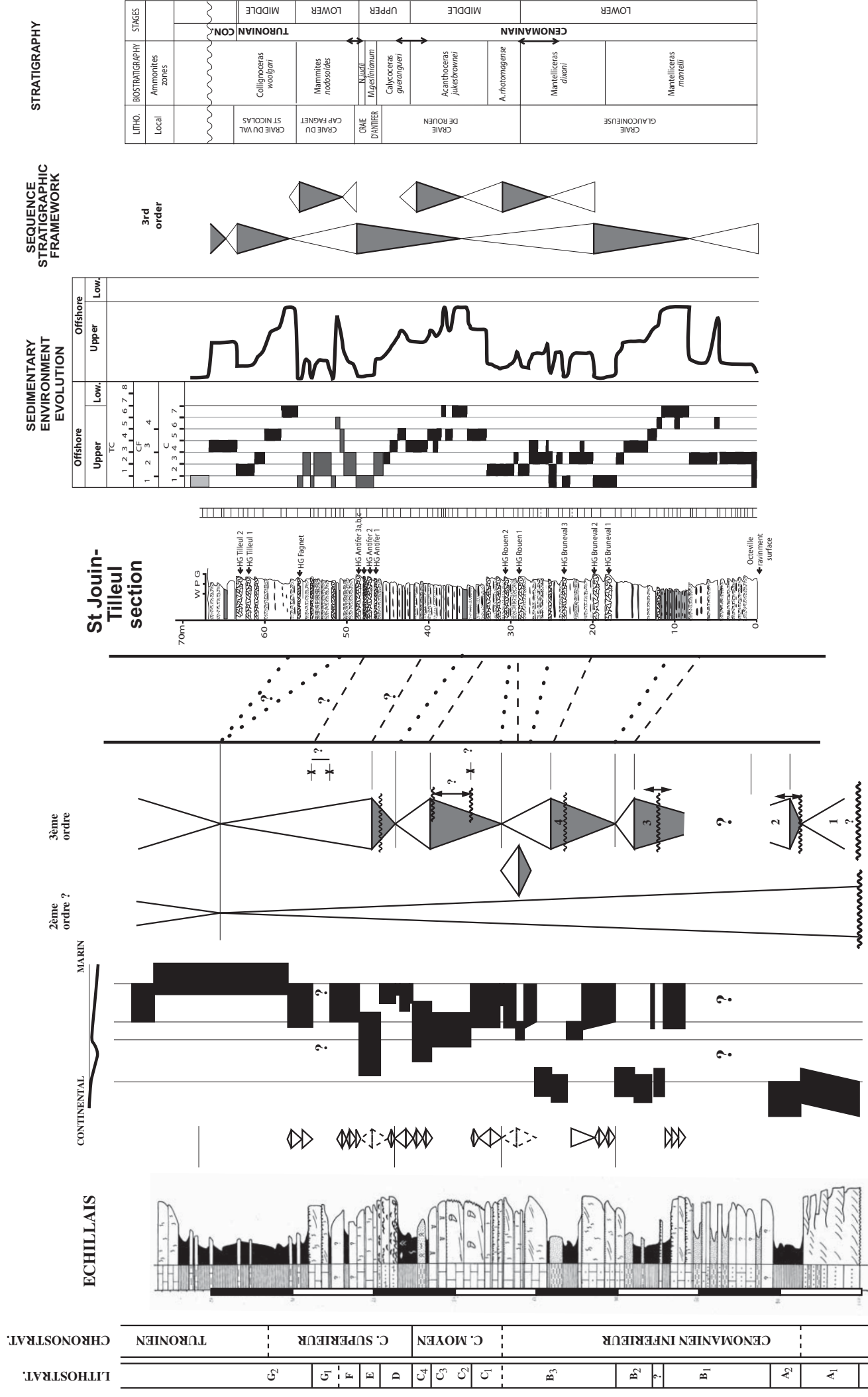


Figure 50: Mode d'empilement des faciès sédimentaires en Normandie et en Charentes, découpage séquentiel après prise en compte des géométries déduites de la sub surface et proposition de corrélations

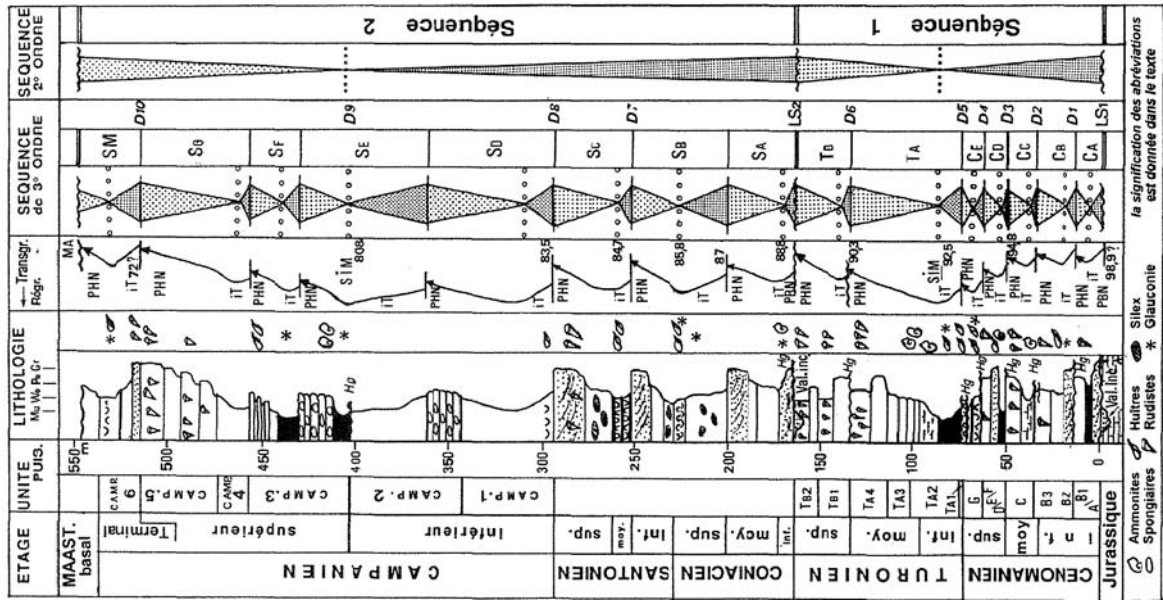
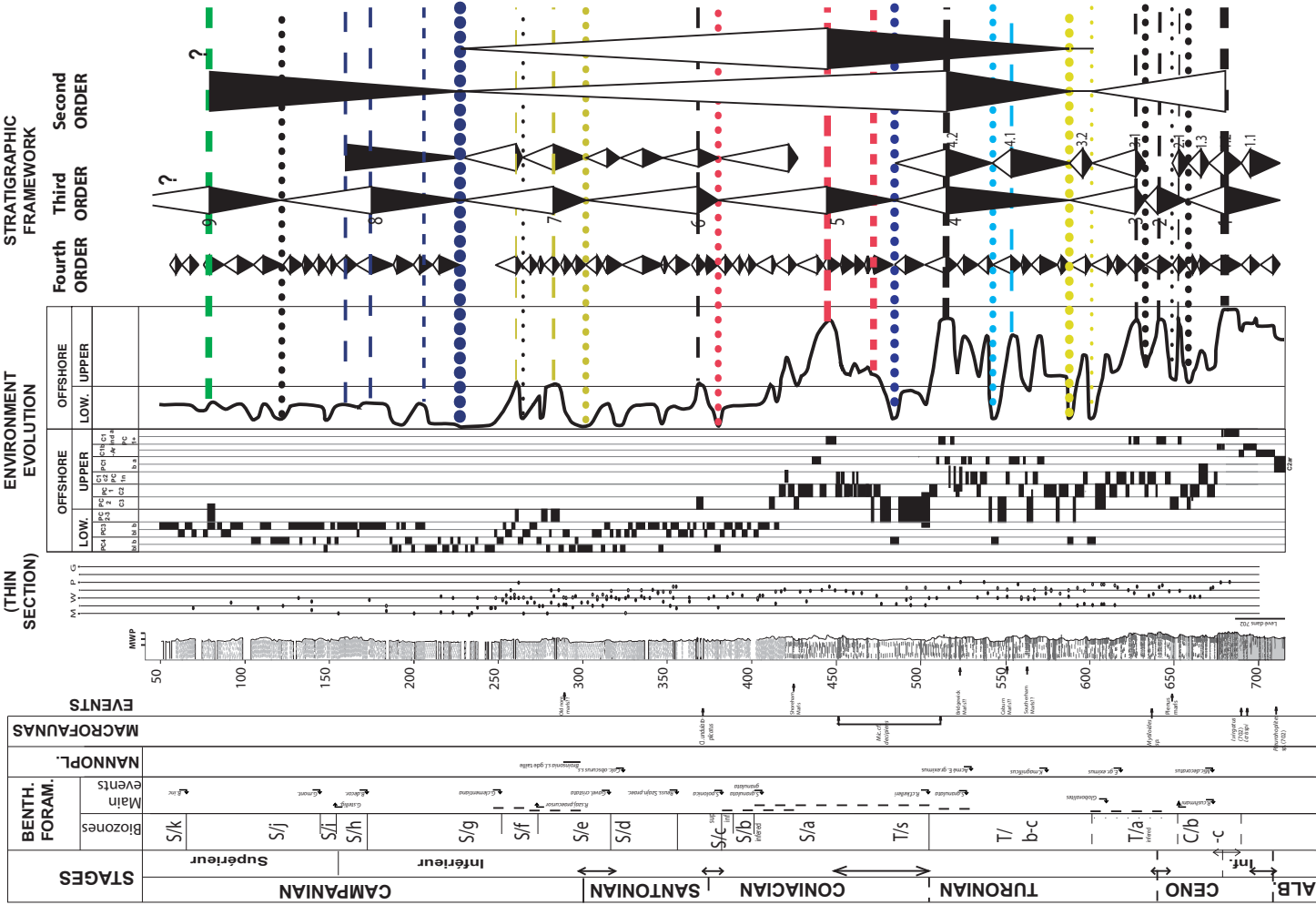
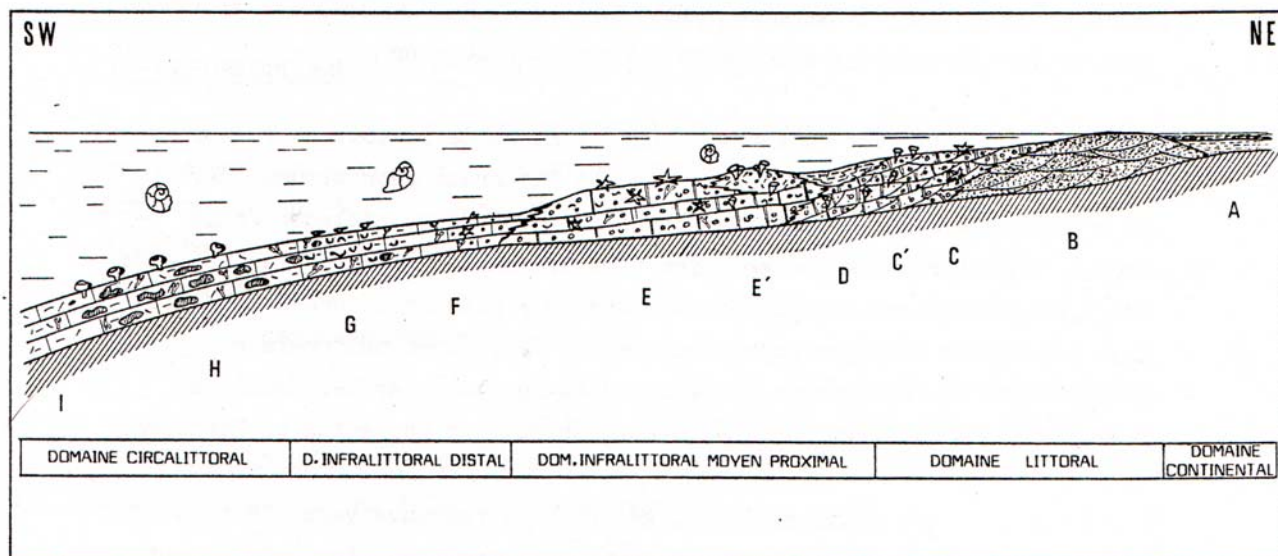


Figure 51 : Comparaison des coupes synthétiques du Bassin de Paris (forage Craie 700) et de la plate forme Nord Aquitaine composites de Craie 700 et de la plate forme Nord Aquitaine composites de Craie 700, variations d'environnement de dépôt et découpage séquentiel. Stratigraphie de Craie 700 d'après Robaszynski et al., 2005; Robaszynski et al., 2000; Janin (2000).



#### DOMAINE CONTINENTAL

A - Argiles sombres organiques et calcaires micritiques

#### DOMAINE LITTORAL

B - Sables et grès calcaires à chenaux  
 C - Calcaires gréseux parfois glauconieux  
 à gravelles et stratifications obliques  
 C' - Calcaires gréseux et bioclastiques,  
 à Rudistes et Echinides

#### DOMAINE DE LA PLATE-FORME INFRALITTORALE proximale à moyenne

D - Marnes silteuses et glauconieuses  
 à Lamellibranches et Bryozoaires,  
 calcaires tuffoïdes à Orbitoïdes  
 E - Calcaires microcristallins bioclastiques glauconieux  
 à Echinides et Bryozoaires abondants  
 E' - Craies bioclastiques plus ou moins marneuses  
 à biostromes de Rudistes

#### DOMAINE DE LA PLATE-FORME INFRALITTORALE distale

F - Calcaires pellicoïdes à bioclastes, rares silex,  
 Bryozoaires et Echinides  
 G - Calcaires crayo-marneux et marnes  
 à Huitres très abondantes

#### DOMAINE DE LA PLATE-FORME CIRCALITTORALE

H - Calcaires crayeux biomicritiques,  
 plus ou moins glauconieux, silteux et micacés,  
 à silex, Spongiaires et Bryozoaires très abondants  
 I - Craies plus ou moins marneuses à Bryozoaires et silicifications

Figure 52 : Modèle de faciès des dépôts coniaciens à campaniens de la plate-forme Nord-aquitaine ( d'après Platel, 1987)





## Bibliographie

- Amédéo F., Robaszynski F.** 2001. Evénements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais; des repères pour des corrélations précises intra- et inter-bassins. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **8**, pp. 159-171.
- Andrieuff, P. et Marionnaud, J.-M.** (1973) Le Sénonien supérieur des falaises de Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie-géologie. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologique et Minière* (1), pp. 38-44.
- Bignot G., Janin M.C., Damotte R.** 1993. Esquisse micropaléontologique de la Craie à Offaster Pillula du Cap d'Ailly (près de Dieppe Seine-Maritime) Proposition d'une coupe de référence régionale pour la limite Santonien-Campanien. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, **30**, pp. 17-21.
- Bromley R.G.** 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: *The study of trace fossils ; a synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology*. (Ed Frey R.W.), pp.399-428. Springer-verlag.
- Christensen W.K., Juignet P., Breton G., Cottard N.** 1993. Bélemnites du Crétacé supérieur de Normandie (France). In: *Journées Lennier; Objets rares ou énigmatiques en sciences de la terre.*, *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **80**, pp. 29-44.
- Dercourt, J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Bijou-Duval B., Brunet M. F., Cadet J. P., Crasquin S., Sandulescu M.**, 2000. Peri-Tethys atlas; palaeogeographical maps; explanatory notes. 268p.
- Esmerode E.V., Surlyk F., Lykke-Andersen H.** 2007. Ridge and valley systems in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin: contourites in an epeiric sea. In: *Economic and Palaeoceanographic Importance of Contourites* (Eds Rebesco M. and Viana A.R.), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **276**, pp. 265-282.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W.**, 1986. Storm shell beds of *nannogyra virgula* in the Upper Jurassic of France. *Neues Jahrbuch für Geologie und paläontologie, Abhandlungen.*, **172**, pp. 141-161.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W.**, 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kacch, western India. *Journal of the geological society*, London, **150**, 169-185.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N. et 13 autres auteurs**, 2000. Mesocenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, **13**, pp. 189-246.
- Guillocheau F., Néraudeau D., Videt B., Perrichot V., Vullo R.**, 2003. La plate-forme carbonatée cénonienne de Charentes: une double approche sédimentologique et paléocéologique. *Livret excursion 9ème congrès ASF*.
- Goldring R.** 1995. Organism and the substrate: response and effect. In: *Marine paleoenvironmental analysis from fossils* (Ed D.W. Bosence, Allison P.A.), **83**, pp. 151-180. Geological Society Special Publication.
- Hay W. W., DeConto R.M., Wold C.N., Wilson K.M., Voigt S., Schulz, M., Wold, A. R.; Dullo, W.-C., Ronov, A. B., Balukhovskiy, A. N., Soeding, E.** 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*. (Eds. Barrera, E. Johnson, C. C.), *Special Paper - Geological Society of America*, 1999, **332**, pp. 1-47
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P.R.** 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. In *Sea-Level Changes – An Integrated Approach* (eds C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner and C. G. S.C. Kendall), pp. 71–108. *SEPM Special Publication* no. 42. Tulsa: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R., Cross T.A.** 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique; une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **16**, pp.357-381.
- Juignet P.** 1974. *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain : Aptien, Albien, Cénomanien.*, Université de Caen, 806p.
- Juignet P., Louail J.** 1987. La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricain; dynamique sédimentaire, relations Bassin de Paris-Bassin aquitain, eustatisme et contrôle régional. In: *Transgressions et régressions au Crétacé; (France et régions voisines); Colloque.*, *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, **11**, pp. 31-45.
- Juignet, P., Breton, G.**, 1994. Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatismes dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France) ; expression et signification des rythmes de la craie. *Bulletin trimestriel de la société géologique de Normandie et des amis du muséum du Havre* **81**, pp. 55-81.
- Kennedy W.J., Juignet P.** 1974. Carbonate banks and slump beds in the upper Cretaceous (upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**, pp. 1-42.
- Kennedy W.J.** 1987. Late Cretaceous and Early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk area, North Sea Central Graben. *Bulletin des centres de recherche exploration-production Elf-Aquitaine*, **11**, pp. 91-126.
- Kidwell, S.M.**, 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In :Allison, P.A., Briggs, D.E.G., (Eds). *Taphonomy, releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, pp. 211-290.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner T.**, 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of shell concentrations. *Palaios*, **1**, pp. 228-238.
- Kidwell, S.M., Holland, S.M.**, 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios* **6**, pp. 426-434.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G. S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B. S., Christie-Blick N., Pekar S.F.** 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, no. 5752, pp. 1293–1298.
- Lasseur E.** 2007. La craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse, Université de Rennes, 390p.
- Monciardini C.** 1989. Profil " ECORS nord de la France": corrélations biostratigraphiques entre quarante six sondages sismiques intra crétacés et implications structurales. *Géologie de la France*, **4**, pp39-48.
- Monciardini C.** 1978. Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du Bassin de Paris. *Bulletin du B.R.G.M.*, **I**, pp. 207-223.
- Mortimore R.N., Wood C.J., Gallois R.W.** 2001. *British upper Cretaceous stratigraphy*. Geological Conservation Review Series, **23**.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1991. Upper cretaceous

- tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo Paris Basin. *Journal of the Geological Society of London*, **148**: 391-404.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1997. Upper Cretaceous tectonic phases and end inversion in the chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the geologists' association*, **108**: 231-255.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1987. Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the geologists' association*, **98**: 97-143.
- Moreau, P.** (1993) La transgression cénomaniennne sur la marge septentrionale du bassin de l'aquitaine (Charentes). Flanc Nord du synclinal de Saintes et de l'Angoumois. Modalité d'une invasion marine. Vol. I, II, III. Thèse d'Etat, Université de Poitiers.
- Néraudeau D., Floquet M.** 1991. Les échinides Hemiasteridae; marqueurs écologiques de la plate-forme castillane et navarro-cantabre (Espagne) au Crétacé supérieur. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **88**: pp. 265-281.
- Néraudeau D., Thierry J., Moreau P.** 1997. Variation in echinoid biodiversity during the Cenomanian-early Turonian transgressive episode in Charentes (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**: pp. 51-61.
- Néraudeau D., Villier L.** 1997. Enregistrement des fluctuations environnementales par les échinides irréguliers de la craie campanienne de Charente-Maritime (SO France). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**: pp. 175-179.
- Neumann, M., Platel, J.-P., Andrieff, P., Bellier, J.-P., Damotte, R., Lambert, B., Masure, E. et Monciardini, C.** (1983) Le Campanien stratotypique : Etude lithologique et micropaléontologique. *Géologie méditerranéenne* (3), pp. 41-57.
- Platel, J.-P.**, 1987. Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. *Document du Bur. Rech. Géol.Min., Edit., Orléans. Thèse Doct. Etat, Univ. Bordeaux*.
- Platel J.P.** 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **1996**: pp. 33-58.
- Quine M., Bosence D.** 1991. Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, **38**: 1113-1152.
- Robaszynski F., Gale A.S., Juignet P., Amédéo F., Hardenbol J.** 1998. Sequence stratigraphy in the upper cretaceous series of the Anglo-Paris Basin: Exemplified by the Cenomanian stage. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Ed Graciansky P.-C.; Hardenbol J.; Jacquin T.; Vail P.R.), **60**, pp. 363-386. SEPM Special Publications.
- Robaszynski F., Alcayde G., Amédéo F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.C., Jardine S., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J.** 1982b. Le Turonien de la région-type; Saumurois et Touraine, stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **6**: pp. 119-225.
- Seilacher A.** 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, **5**: pp. 413-428.
- Surlyk F.** 1997. A cool water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late cretaceous- Danian of the Danish Basin. In: *Cool-Water carbonates* (Ed C.J.A.D. James N.P.), *SEPM Special Publication*, **56**, pp. 293-308, Tulsa, Oklahoma.
- Surlyk F., Lykke-Andersen H.** 2007. Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin. *Sedimentology*, **54**, pp 405-422.
- Vanderaveroet P., Amédéo F., Colleté C., Deconinck J.F., Récourt P., Robaszynski F.** 2000. Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, **22**: pp. 457-469.
- Videt B., 2003** Dynamique des paléoenvironnements à huîtres du Crétacé supérieur Nord-Aquitain (SO France) et du Mio-Pliocène andalou (SE Espagne): biodiversité, analyse séquentielle, biogéochimie. *Thèse université de Rennes*, **303pp**.
- Videt B., Néraudeau D., 2007.** Paléoécologie des ostréidés cénomaniens de la bordure Nord du Bassin Aquitain (SW France). *Bulletin de la société géologique de France* **178** pp. 39-50
- Villier L.** (1996) Les Goniasteridae (Asteroidea, Echinodermata) du campanien d'Aquitaine : ontogénèse, évolution et paléoécologie. *DEA Univ. Dijon*. 50 p. (inédit).
- Voigt S., Gale A.S., Voigt T.** 2006. Sea –level-change, carbon cycling and paleoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe ; an integrated palaeoenvironmental analysis. *Cretaceous research* **27**, pp.836-858.
- Vullo R.,** Les vertébrés du Crétacé supérieur des Charentes (Sud-ouest de la France): biodiversité, taphonomie, paléoécologie et paléobiogéographie). *Thèse, Université de Rennes 1*.
- Ziegler, P.A., 1990.** Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Mij. B.V., Geological Society Publishing House, London*, 239 pp.